

LA ZONA DI GIUNZIONE TRA L'ARCO APPENNINICO SETTENTRIONALE  
E L'ARCO APPENNINICO MERIDIONALE NELL'ABRUZZO E NEL MOLISE

INDICE

RIASSUNTO	pag. 417
ABSTRACT	" 417
1. PREMESSA	" 417
2. IL MARGINE INTERNO DELL'AVAM- PAESE ADRIATICO-APULO	" 420
3. IL FRONTE APPENNINICO E I BACINI PLIOCENICI PIGGY-BACK	" 422
4. LE STRUTTURE SEPOLTE DI CASOLI E BOMBA	" 423
5. L'UNITA' MAIELLA	" 424
6. L'UNITA' QUEGLIA	" 426
7. L'UNITA' SCONTRONE-PORRARA	" 428
8. IL PROBLEMA DELLA MONTAGNA GRANDE	" 429
9. L'ARCO DEL GRAN SASSO	" 430
10. LE COPERTURE TERRIGENE DELLA PIATTAFORMA LAZIALE-ABRUZZESE, DELLA META E DEL MONTE GENZANA	" 431
11. LE UNITA' MOLISANE	" 432
12. IL FRONTE APPENNINICO MESSINIA- NO NEI MONTI SIMBRUINI E NEL MAS- SICCIO DEL MATESE	" 435
13. CONSIDERAZIONI CONCLUSIVE E PRINCIPALI PROBLEMI APERTI	" 436
BIBLIOGRAFIA	" 438

RIASSUNTO

E' stato investigato il segmento di catena appenninica attraversato dalla porzione orientale del profilo CROP 11 - Appennino centrale. L'area studiata è situata a cavallo della linea Ortona-Roccamonfina che nel tratto alto Volturno-Adriatico separa due settori (settore abruzzese e settore molisano) con caratteristiche geologiche profondamente diverse.

Le nostre ricerche sono state indirizzate principalmente alla definizione dell'età e delle facies dei depositi silicoclastici di tipo flysch che costituiscono la parte sommitale delle successioni presenti nell'area, nonché alla definizione dell'età dei cicli tettono-sedimentari discordanti sulle unità della catena. L'obiettivo era quello di ottenere una scansione il più possibile dettagliata della migrazione spazio-temporale del sistema catena-avanfossa e una più precisa collocazione nello spazio e nel tempo dei principali trasporti fuori sequenza. L'intervallo temporale preso in considerazione è compreso tra il Tortoniano superiore e il Pleistocene inferiore. Utilizzando i tempi di incorporazione dei vari domini di avampese nel sistema di avanfossa e i tempi di incorporazione dei vari bacini d'avanfossa nel sistema di catena, si è proceduto alla retrodeformazione delle strutture geologiche attuali fino ad ottenere uno schema palinspastico, sia pur ancora grossolano, riferito al Messiniano inferiore.

(\*) Dipartimento di Scienze della Terra - Università di Pisa.

L'accorciamento minimo stimato, probabilmente inferiore a quello reale, risulta poco più del 50%, con velocità di arretramento dell'asse di flessione della piastra d'avampese compreso tra i 3.0 e i 3.5 cm/anno nell'intervallo Messiniano inferiore-Pliocene superiore.

ABSTRACT

The geological evolution of the Apenninic segment cut across by the eastern portion of the line CROP 11 is the argument of this paper. An important transversal accident, the N-S trending Ortona-Roccamonfina line, divides the study area into two sectors (Abruzzi and Molise sectors) characterized by different geological features. The kinematic relationships between the tectonic units cropping out west and east of this tectonic line are still problematic.

Our investigation has mainly been addressed to the age and facies definition of the siliciclastic flysch deposits which form the upper part of the stratigraphic sequences recognized in the area, as well as to the age definition of the tectono-sedimentary cycles which unconformably overlie the Apenninic thrust sheets. Aims of the investigation were a detailed time-space reconstruction of the thrust belt-foredeep migration and a more precise timing of the out-of-sequence orogenic transport. The considered time interval ranges from the late Tortonian to the early Pleistocene. The ages of incorporation in the foredeep system of the different foreland domains, as well as the ages of incorporation in the thrust belt of the different foredeep basins, have been used as kinematic constraints for palinspastic restorations. The evaluated shortening is approximately 50%, probably smaller than the real value, while the rate of the foreland flexure retreat in the early Messinian-late Pliocene time interval has been calculated around 3.0-3.5 cm/year.

PAROLE CHIAVE: Geodinamica, stratigrafia, Appennino centrale.

KEY WORDS: Geodynamic, Stratigraphy, Central Apennines.

1. PREMESSA

Il profilo CROP/11 attraversa nella sua porzione orientale la zona di giunzione tra l'arco appenninico settentrionale e l'arco appenninico meridionale (PATACCA & SCANDONE 1986, 1989; PATACCA *et alii* 1990a). I due sistemi appaiono separati da un lineamento tettonico ad andamento NNE-SSW, noto in letteratura come linea Ortona-Roccamonfina (LOCARDI 1982) o linea Sangro-Volturno (GHISSETTI & VEZZANI 1983). Il carattere profondo di questo accidente trasversale è rivelato dal diverso andamento delle isobate della base del Pliocene nella zona di flessione della piastra adria-

tico-apula a nord e a sud di Vasto e dal diverso andamento dell'asse di minimo gravimetrico delle anomalie di Bouguer che a sud della Maiella appare addirittura vistosamente dislocato con *off-set* destro. Tra l'alta valle del Volturno e la bassa valle del Sangro la linea Ortona-Roccamonfina divide due regioni con caratteristiche geologico-strutturali e morfologiche nettamente diverse:

— aspri rilievi carbonatici ad ovest, costituiti in prevalenza da successioni di piattaforma e subordinatamente da successioni di scarpata e bacino, formanti *thrust sheets* generalmente organizzati in sistemi a propagazione *piggy-back* ma con sviluppo, anche, di grandi strutture fuori sequenza;

— paesaggio prevalentemente collinare ad est, con estesi affioramenti di successioni calcareo-argillose e silicoclastiche (coltri molisane) costituenti le unità di tetto di un gigantesco sistema *duplex* formato, nella parte bassa, da *horses* carbonatici a loro volta accavallati sul margine interno dell'avampaese apulo.

Le relazioni cinematiche tra il segmento appenninico abruzzese e il segmento appenninico molisano appaiono ancor oggi non sufficientemente chiarite. Nel segmento abruzzese, inoltre, permangono incertezze sulla definizione delle unità tettoniche, sulla ricollocazione palinspastica dei vari elementi e, in definitiva, sulla distribuzione paleogeografica degli originari domini di piattaforma, di scarpata e di bacino. In questa nota verranno forniti alcuni contributi, soprattutto di carattere stratigrafico, tesi ad un miglioramento della definizione delle unità tettoniche presenti ad occidente e ad oriente della linea Ortona-Roccamonfina nel tratto compreso tra l'alta valle del Volturno e il Mar Adriatico. Come sarà detto più ampiamente nel seguito, i problemi ancora aperti sui quali occorrerà concentrare l'analisi sono numerosi. E' nostra opinione, tuttavia, che alcuni dati che verranno qui presentati possono costituire un primo contributo per eliminare talune ambiguità o errori esistenti in letteratura e ridurre i gradi di libertà dei possibili modelli geologici. Riteniamo altresì opportuno che questi dati, alcuni dei quali modificano sensibilmente le conoscenze date per acquisite in letteratura, siano sottoposti a verifica nell'ambito dei gruppi di lavoro del CROP/11 affinché si giunga, in tempi non lontani, alla costruzione di una base di dati revisionata e aggiornata, utilizzabile per qualsiasi interpretazione geologico-strutturale, al di là delle possibili differenze metodologiche di approccio e al di là dei possibili modelli geodinamici utilizzati o

proposti dai vari ricercatori. La nostra attenzione è stata rivolta principalmente ai depositi silicoclastici che costituiscono la parte sommitale delle successioni presenti nell'area e ai primi depositi trasgressivi che ricoprono in discordanza le varie unità della catena. I primi rappresentano la registrazione sedimentaria della subsidenza flessurale dell'originario avampaese nel corso della sua progressiva incorporazione nel sistema di avanfossa; i secondi danno indicazioni sui tempi nei quali le varie unità sono state raggiunte dal fronte della compressione e sono state incorporate nel sistema di catena. L'ordine che seguiremo nella descrizione sarà dall'esterno verso l'interno, partendo dall'avampaese adriatico-apulo che può essere considerato, nel settore analizzato, come una piastra continua dal margine dell'Appennino marchigiano-abruzzese al margine dell'Appennino molisano-pugliese. In catena sono stati scelti, come elementi di riferimento comuni al segmento abruzzese e al segmento molisano, il margine nord-orientale dei Monti Simbruini e il margine settentrionale ed orientale del Matese i quali rappresentano il fronte della catena appenninica (margine attivo della fossa dei flysch inframessiniani) in un momento ben preciso corrispondente all'età di deposizione delle brecce della Renga (v. paragrafo 12). La scelta del fronte Simbruini e del fronte Matese quali elementi di riferimento non comporta la necessaria assunzione che i due fronti fossero originariamente in asse né che essi fossero paralleli al fronte attuale della catena.

La Fig. 1 è uno schema geologico-strutturale semplificato dell'area esaminata; la Fig. 2 illustra in maniera schematica i rapporti geometrici accertati o presunti fra le varie unità distinte ad ovest e ad est della linea Ortona-Roccamonfina. Nella Tavola 1 fuori testo sono riportati i dati di sottosuolo pubblici utilizzati. La Tabella 1 fuori testo fornisce l'unità di appartenenza, la posizione stratigrafica e la localizzazione di *sets* di campioni provenienti dall'area in studio e da aree limitrofe, selezionati sulla base della significatività del loro contenuto fossilifero. I risultati delle analisi sui nannofossili, sui foraminiferi e sugli ostracodi (questi ultimi limitatamente all'intervallo messiniano "lago-mare") sono contenuti nelle Tabelle 2, 3 e 4 fuori testo. In Fig. 3 viene fornito lo schema biostratigrafico utilizzato nel presente lavoro. La calibratura delle facies standard del Messiniano è basata sui dati di GERSONDE E SCHRADER (1984); GLAÇON *et alii* (1990); MC KENZIE & OBERHÄNSLI (1985), nonché sul rapporto scientifico di bordo dell'ODP 107, Site 654 in KASTENS

Fig. 1 - Schema geologico-strutturale della zona di giunzione tra arco appenninico settentrionale ed arco appenninico meridionale nell'Abruzzo e nel Molise.

1) Ciclo Pliocene superiore p.p.-Pleistocene; 2) ciclo Pliocene superiore p.p.; 3) ciclo Pliocene inferiore p.p.-Pliocene superiore p.p.; 4) ciclo Messiniano "lago-mare"-Pliocene inferiore p.p.: 4a) complesso caotico costituito da argille varicolori con pezzame lapideo imballanti masse di gesso, 4b) conglomerati di Palena e di Le Vicenne; 5) depositi di avanfossa del Messiniano inferiore pre-evaporiti: flysch abruzzesi e flysch molisani (flysch di Cantalupo, di S. Massimo, di S. Elena e di Agnone, formazione di Olmi e formazione Treste); 6) depositi pre-terrigeni dei Simbruini-Ernici, dei monti di Venafro e del Matese; 7) depositi pre-terrigeni delle unità abruzzesi, del Gran Sasso e della Marsica orientale; 8) depositi di avanfossa del Messiniano pre e post evaporiti (flysch della Laga); 9) depositi pre-terrigeni dell'unità Montagna dei Fiori; 10) depositi di avanfossa del Tortoniano superiore (flysch di Pietraroia e del T. Torbido, formazione di Acquevive); 11-14) depositi pre-terrigeni delle unità molisane: 11) Frosolone, 12) Agnone, 13) Tuffillo, 14) Daunia; 15) depositi di avanfossa del Messiniano "lago-mare"-Pliocene inferiore p.p. (flysch di Anversa degli Abruzzi, di Castelnuovo al Volturno e del Porrara, flysch Teramano); 16) depositi pre-terrigeni della Montagna Grande; 17) depositi pre-terrigeni dell'unità Scontrone-Porrara; 18) depositi pre-terrigeni dell'unità Queglia; 19) depositi di avanfossa del Pliocene inferiore p.p. (flysch della Maiella); 20) depositi pre-terrigeni dell'unità Maiella; 21) depositi pelitici di avampaese dell'unità Casoli-Bomba (Pliocene superiore p.p.-Pliocene inferiore); A) isobate (in metri) della base del Pliocene-Quaternario nelle aree di avampaese; B) *thrusts* in sottosuolo; C) *thrusts* in superficie; D) assi di anticlinali di rampa sepolte; 26) faglie principali (i trattini, ove presenti, indicano la parte ribassata).

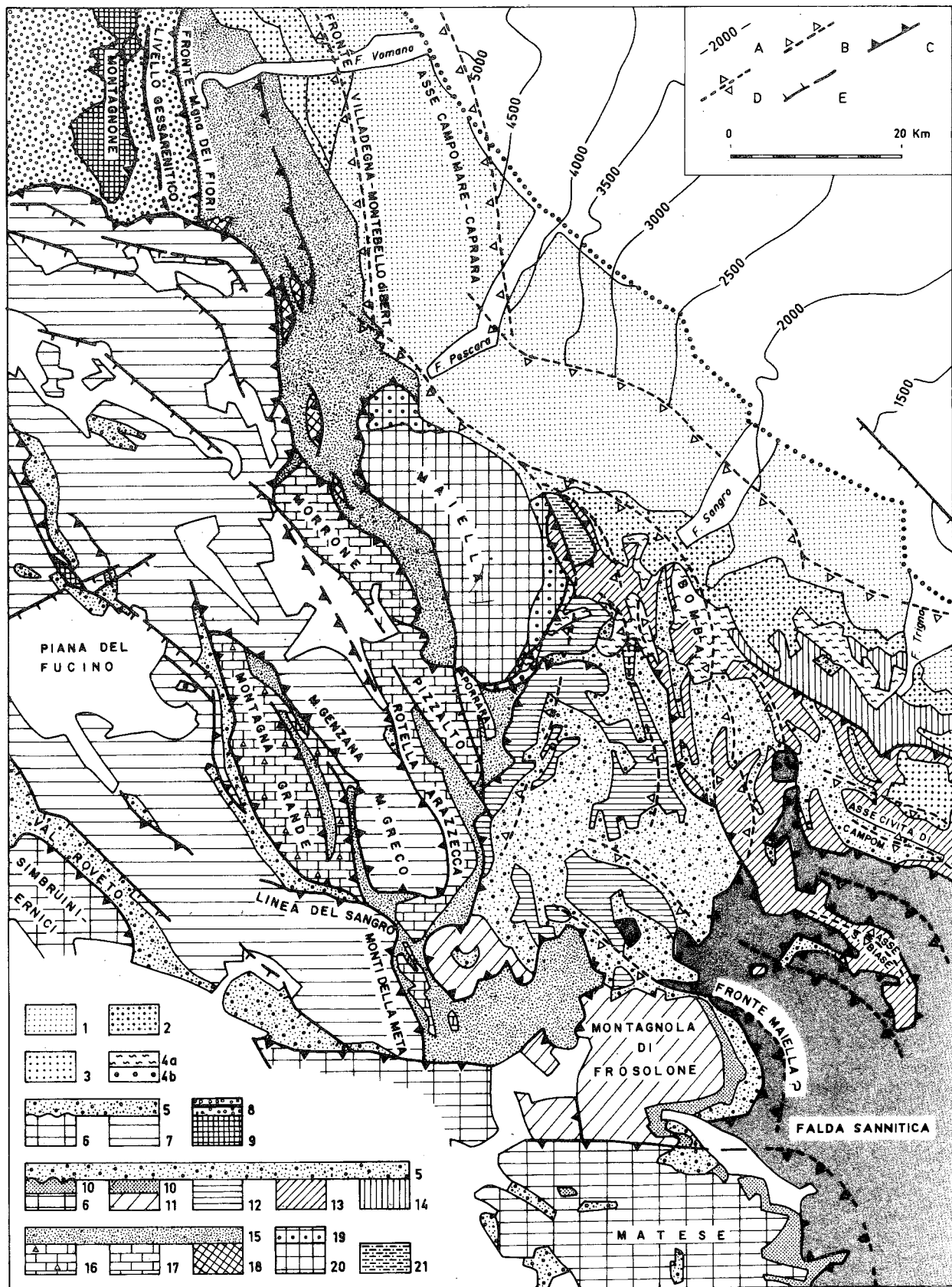


Figura 1 (didascalia a fronte)

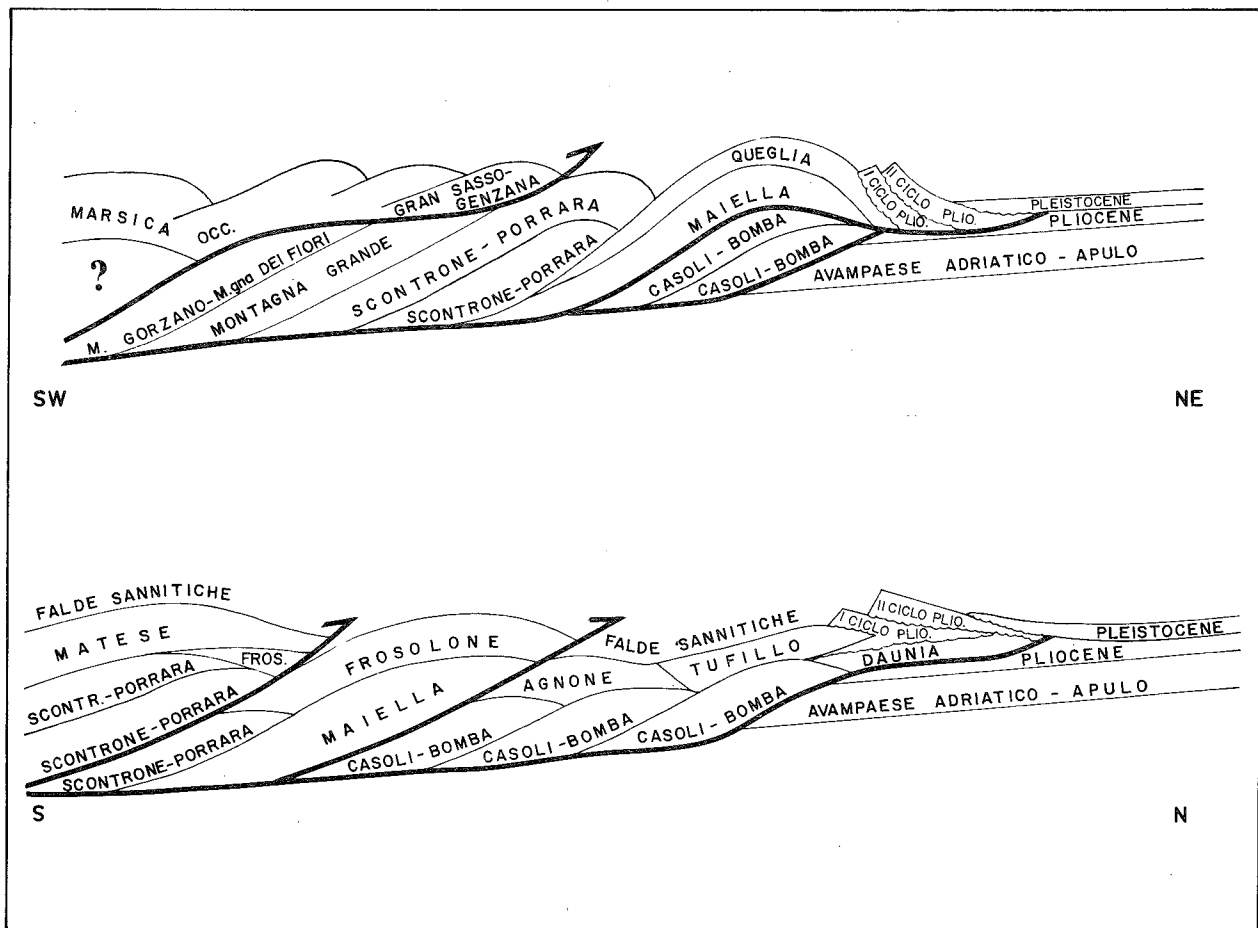


Fig. 2 - Sezioni schematiche mostrandoti i rapporti geometrici tra le varie unit  appenniniche ad ovest e ad est della linea Ortona-Roccamonfina. La posizione del M. Gorzano-Montagna dei Fiori e della Montagna Grande sotto le unit  della piattaforma laziale-abruzzese   puramente ipotetica (v. par. 8).

et alii (1987). La calibratura delle biozone e degli eventi biostratigrafici alto-tortoniani e messiniani deriva in parte (FO di *Gb. suterae* e *Gb. conomiozea*) da GLAÇON et alii (1990), in parte (FO di *Gd. obliquus extremus*, *B. echinata* e *G. multiloba*) dal calcolo della velocit  di sedimentazione nella sezione di M. Giammoia studiata da COLALONGO et alii (1979) e in parte (FO di *A. primus* e *A. delicatus*) dal calcolo della velocit  di sedimentazione dei depositi traversati nel Site 654 dell'ODP Leg 107. Le calibrature degli eventi relativi alle comparse di *A. amplificus*, *A. tricorniculatus*, *T. aff. extensus* (in questo lavoro inteso nel senso di *T. cfr. extensus* Theodoridis nonch  nel senso di forma intermedia fra il *T. extensus* e l'*A. amplificus*, v. RIO et alii 1990 a), e di *A. blackstockae*, *D. triradiatus* e *D. icarus* sono ancora approssimative e sono derivate dalle analisi di dettaglio di alcune sezioni dell'Appennino centrale (es. Queglia, Roccapia) nonch  da discus-

sioni con i colleghi O. AMORE e G. CIAMPO. La calibratura delle biozone e degli eventi biostratigrafici relativi ai nannofossili calcarei del Pliocene e Pleistocene, nonch  quella delle biozone MPL a foraminiferi planctonici,   tratta da RIO et alii (1990b) modificata per quanto riguarda il limite superiore della biozona MNN 14/15. La calibratura delle biozone di IACCARINO (1985); IACCARINO & SALVATORINI (1982) e D'ONOFRIO et alii (1975) e degli eventi biostratigrafici che le definiscono   una conseguenza della calibratura delle zone MPL.

## 2. IL MARGINE INTERNO DELL'AVAMPAESE ADRIATICO-APULO

La successione sedimentaria della piastra d'avampaese nel settore considerato   costituita, come ben noto, da una potente pila di carbonati mesozoici di piat-

Fig. 3 - Schema stratigrafico utilizzato nel presente lavoro. 1 *E. huxleyi* increase; 2 *E. huxleyi*; 3 *P. lacunosa*; 4 *Gephyrocapsa* sp. 3; 5 *Gb. truncatulinoidea excelsa*; 6 *H. sellii*; 7 *Gephyrocapsa* spp. < 5.5  $\mu$ ; 8 *H. baltica*; 9 *C. macintyreii*; 10 *G. oceanica* s.l.; 11 *G. cariacensis*; 12 *A. islandica*; 13 *B. elegans marginata*; 14 *D. brouweri*; 15 *D. triradiatus*; 16 *Gb. inflata*; 17 *B. marginata*; 18 *D. pentaradiatus*; 19 *D. surculus*; 20 *D. tamalis*; 21 *Gb. crassaformis crassaformis*; 22 *Gb. aff. inflata* (sensu FOLLADOR 1967); 23 *Gb. aemiliana*; 24 *U. rutila*; 25 *Gb. bononiensis*; 26 *Gb. punctulata padana*; 27 *Sphenolithus* spp.; 28 *R. pseudoumbilicus*; 29 *Gb. margaritae*; 30 *D. asymmetricus* FCO; 31 *Gb. punctulata*; 32 *A. primus*; 33 *A. tricorniculatus*; 34 *G. multiloba*; 35 *A. amplificus*; 36 *B. echinata*; 37 *T. aff. extensus*; 38 *Gb. conomiozea*; 39 *A. delicatus*; 40 *A. blackstockae*; 41 *D. icarus*; 42 *Gb. suterae*; 43 *Gd. obliquus extremus*; 44 *D. quinqueramus*.

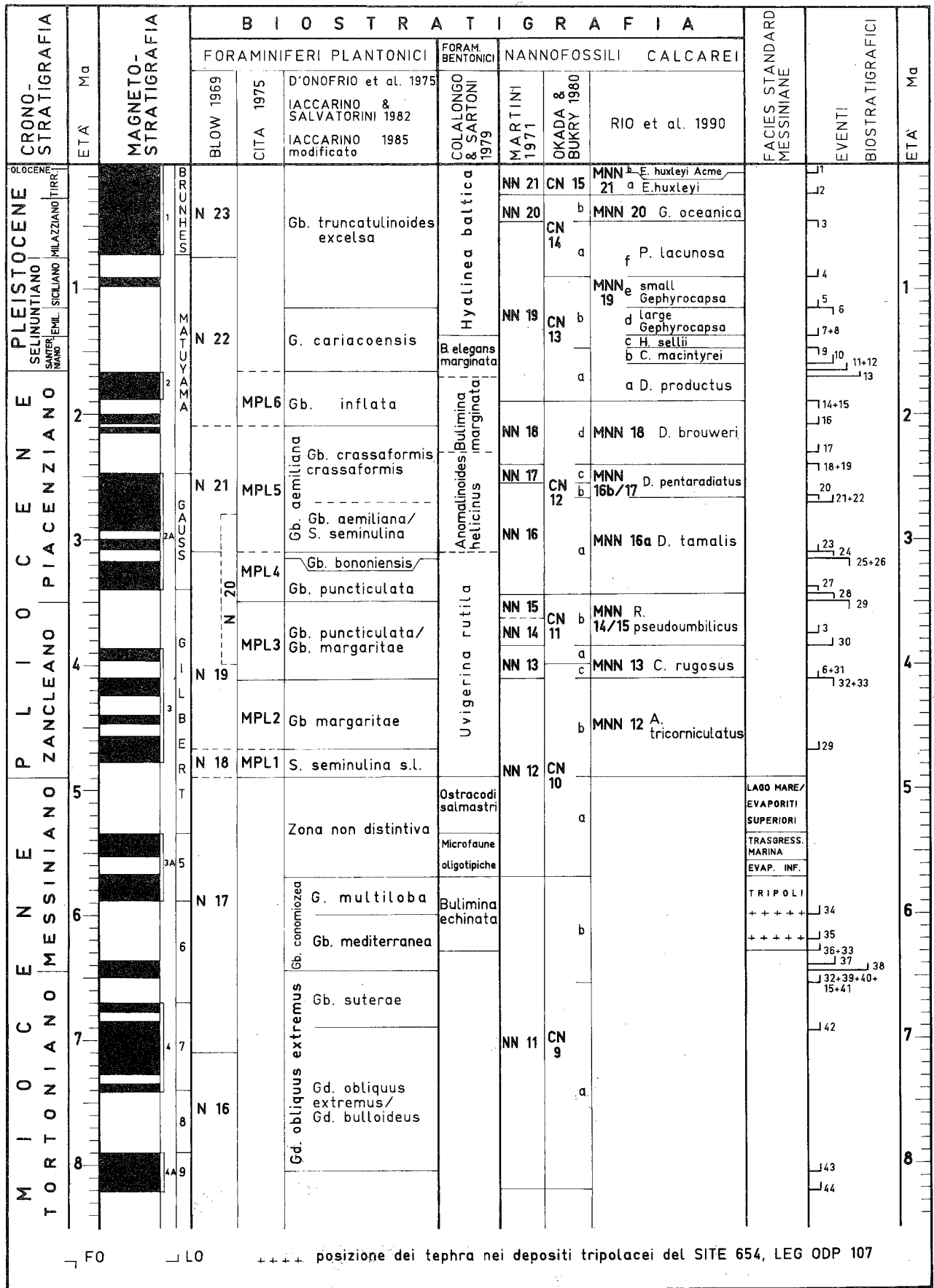


Figura 3 (didascalia a fronte)

taforma (DONDI *et alii* 1966) passanti lateralmente, a NW di S. Vito Chietino, a depositi pelagici comparabili con quelli delle successioni umbro-marchigiane. Ritrovamenti in pozzo di depositi di scarpata o rampa carbonatica con orbitoidi e foraminiferi planctonici, unitamente ad evidenze sismiche (queste ultime soltanto a sud dell'area studiata, v. MOSTARDINI & MERLINI 1986) suggeriscono l'esistenza di un solco (Bacino Apulo in MOSTARDINI & MERLINI 1986), sviluppato quantomeno nel Campaniano-Maastrichtiano e nel Paleogene tra la piattaforma apula e il dominio di piattaforma di Casoli-Bomba (v. paragrafo 4). La parte più alta della successione pre-pleiocenica è costituita ovunque da depositi miocenici di rampa carbonatica (equiparabili alla formazione Bolognana di CRESCENTI *et alii* 1969) passanti in alto alle evaporiti messiniane, ove queste sono preservate dalla trasgressione pliocenica. I depositi carbonatici ed evaporitici miocenici sono ricoperti in disconformità da sedimenti pelitici del Pliocene superiore *p.p.* (zona a *Gb. puncticulata* - zona a *Gb. aemiliana p.p.*) passanti superiormente (CASNEDI *et alii* 1981) a depositi torbiditici silicoclastici (zona a *Gb. aemiliana*, subzona a *Gb. crassaformis crassaformis*, e zona a *Gb. inflata*). La base della trasgressione è spesso marcata da un livello di breccie calcaree (Breccia di Villalfonsina, dai pozzi omonimi). L'intervallo torbiditico a *Gb. crassaformis-Gb. inflata*, che raggiunge circa 900 metri di spessore nel pozzo Cupello 1 malgrado la successione sia stata troncata superiormente dalla rampa frontale dell'alloctono appenninico, rappresenta il deposito di avanfossa più esterno nel settore appenninico considerato. Possiamo dunque assumere che il margine interno dell'avampaese adriatico-apulo, entrato probabilmente in subsidenza flessurale all'inizio del Pliocene superiore (zona a *Gb. puncticulata*), è diventato bacino di avanfossa in corrispondenza della subzona a *Gb. crassaformis crassaformis* ed è stato poi ricoperto dalle coltri appenniniche prima della fine del Pliocene superiore.

Nell'area considerata non vi sono evidenze di sensibile arretramento dell'asse di flessione dell'avampaese e di conseguente migrazione verso l'esterno del sistema catena-avanfossa nel corso del Pleistocene.

### 3. IL FRONTE APPENNINICO E I BACINI PLIOCENICI PIGGY-BACK

Nella parte settentrionale dell'area oggetto di questa nota, tra le Marche meridionali e la valle del Pescara, il fronte sepolto dell'alloctono appenninico ha un decorso all'incirca N-S (v. BALLY *et alii* 1986; CRESCENTI *et alii* 1980; PALTRINIERI *et alii* 1982). A partire dalla zona di Chieti, il margine esterno della catena cambia bruscamente direzione ed assume un andamento NW-SE, con tendenza all'W-E nell'area di Vasto. A questa variazione di direzione si accompagna un cambiamento dei materiali coinvolti nel trasporto orogeo. A nord, l'alloctono è costituito da potenti successioni plioceniche nelle quali sono riconoscibili almeno due cicli deposizionali limitati alla base da superfici di inconformità. Il ciclo tettono-sedimentario inferiore (ciclo Pliocene inferiore *p.p.*-Pliocene superiore *p.p.* in Fig. 1 e nelle Tabelle 1 e 2 fuori testo) è esteso dalla parte alta della zona di concomitanza *Gb. puncticulata/Gb. margaritae* (post comparsa di *P. lacunosa*) alla zona a *Gb. aemiliana* (subzona a *Gb. crassa-*

*formis crassaformis* pre-comparsa di *B. marginata*). Esso ricopre in discordanza angolare (Nepezzano, Canzano, Cellino Attanasio, Montefino ecc.) i depositi torbiditici silicoclastici del Messiniano superiore-Pliocene inferiore *p.p.* del flysch teramano (v. par. 6). La successione è costituita da sabbie di piattaforma passanti superiormente a torbiditi arenaceo-pelitiche. Gli spessori incontrati in pozzo (v. CRESCENTI *et alii* 1980) superano i duemila metri. Il ciclo superiore (ciclo Pliocene superiore *p.p.* in Fig. 1 e nelle Tabelle 1 e 2 fuori testo) è esteso dalla parte alta della subzona a *Gb. crassaformis crassaformis* alla zona a *Gb. inflata* pre-comparsa di *B. elegans marginata*. Nell'area in esame esso è costituito da argille più o meno siltose con intercalazioni di corpi sabbiosi, di ambiente di piattaforma. Gli spessori incontrati in pozzo (v. CRESCENTI *et alii* 1980) superano i 1500 metri. Un'accurata analisi delle facies dei depositi pliocenici del segmento marchigiano-abruzzese è contenuta in ORI *et alii* (1991).

Tra la valle del Pescara e la zona di Vasto il margine esterno della catena è costituito dalle falde molisane (v. par. 11) ricoperte in discordanza da depositi pliocenici.

Anche in questo settore si riconoscono i due cicli tettono-sedimentari distinti a nord, con la principale differenza rappresentata dal fatto che gli spessori sono a sud mediamente più modesti.

Per la loro giacitura le successioni plioceniche descritte possono essere considerate, in accordo con ORI *et alii* (1991), come deposte in bacini di tipo *piggy-back*. Né in superficie né in pozzo è dato di riconoscere i rapporti geometrici tra le successioni silicoclastiche del flysch teramano e le unità molisane. Possiamo però dire con certezza, sulla base dei cicli pliocenici individuati, che indipendentemente dalle reciproche relazioni geometriche l'insieme flysch teramano *plus* falde molisane deve aver rappresentato il substrato del bacino *piggy-back* sviluppatosi durante il ciclo Pliocene inferiore *p.p.*-Pliocene superiore *p.p.*, e che l'insieme flysch teramano *plus* falde molisane *plus* depositi del ciclo *Gb. puncticulata/Gb. margaritae-Gb. crassaformis* ha costituito il substrato del bacino *piggy-back* del ciclo Pliocene superiore *p.p.*. Il tutto, poi, è stato interessato *in toto* dall'ultimo trasporto orogeo ed è andato a ricoprire i depositi d'avanfossa a *Gb. crassaformis-Gb. inflata* del margine flessurato dell'avampaese apulo. Le implicazioni che queste conclusioni comportano saranno discusse nel seguito. Da quanto detto finora appare però evidente che non possiamo concordare con ORI *et alii* (1991) circa la sostanziale autoctonia dei bacini pliocenici *piggy-back*. Secondo questi autori, infatti, il fronte della compressione avrebbe raggiunto l'attuale posizione ("Struttura Costiera Thrust Front") già nel Pliocene inferiore (parte bassa della zona di concomitanza *Gb. puncticulata/Gb. margaritae*), vale a dire prima della deposizione del ciclo inferiore così come da noi definito. Da questo momento in poi non ci sarebbe stata significativa migrazione del sistema catena-avanfossa. I dati geologici di superficie e di sottosuolo mostrano, invece, che le successioni del ciclo Pliocene inferiore *p.p.*-Pliocene superiore *p.p.* giacciono in discordanza su unità che sia a nord (v. ad es. Figg. 36 e 37 in BALLY *et alii* 1986) sia - e con più chiara evidenza - a sud (v. ad es. sezione 14 in MOSTARDINI & MERLINI 1986) hanno scavalcato elementi più esterni in tempi successivi all'impostazione e al riempimento del bacino *piggy-back*. A titolo esemplificativo, richiamiamo

il fatto che il tetto delle strutture sepolte di Casoli e Bomba, al di sotto delle falde molisane, è costituito da argille coeve del primo ciclo pliocenico trasgressivo, ladove quest'ultimo, nella stessa area, giace in discordanza angolare sul dorso dell'alloctono. Quantomeno il ciclo inferiore, pertanto, è entrato a far parte delle unità di tetto di un sistema *duplex* sviluppato tanto nel settore meridionale (sistema molisano) quanto nel settore settentrionale (sistema Villadegna-Tortoreto Lido in PATACCA *et alii* 1990a). Al riguardo appare estremamente interessante il *line drawing* della sezione sismica Villadegna-offshore Roseto riportata da BALLY *et alii* (1986) in Fig. 37, nel quale appare ben evidente il *roof thrust* alla base del sistema Villadegna-Tortoreto Lido che forma una marcata sinforme tra l'alto di Villadegna e la rampa frontale della struttura costiera. La situazione strutturale descritta è a nostro avviso riconoscibile lungo l'intero margine marchigiano-abruzzese tra il Conero e la valle del Pescara. La sovrapposizione tettonica dei depositi silicoclastici sui carbonati mesozoico-terziari dell'alto di Villadegna è interpretata da BALLY *et alii* (1986) come un retroscorrimento connesso con lo sviluppo di una struttura a triangolo. Questa interpretazione non ci sembra verosimile perché nel bilanciamento della sezione (v. Fig. 60 in BALLY *et alii* 1986) verrebbero ad essere necessariamente inclusi nello stesso prisma sedimentario depositi pliocenici diversi tra loro per età e per facies: torbiditi d'avanfossa a *Gb. margaritae* e a *Gb. crassaformis* - *Gb. inflata*; depositi di bacino *piggy-back* a *Gb. puncticulata*/*Gb. margaritae* - *Gb. crassaformis* e a *Gb. crassaformis* - *Gb. inflata*; emipelagiti d'avampaese a *Gb. puncticulata* - *Gb. crassaformis*.

In tutta l'area studiata il fronte dell'alloctono è stratigraficamente ricoperto, in discordanza angolare più o meno marcata (v. CRESCENTI 1971a per la zona di Turrivalignani), da depositi plio-pleistocenici (ciclo Pliocene superiore *p.p.*-Pleistocene in Fig. 1 e nelle Tabelle 1 e 2 fuori testo). La successione stratigrafica, ben esposta lungo tutta la fascia collinare adriatica, è rappresentata da un ciclo trasgressivo-regressivo, con ampio sviluppo di depositi pelitici contenenti *Artica islandica* e *B. elegans marginata* nella parte bassa e *H. baltica* nella parte alta. I depositi pelitici, che localmente sovrastano depositi conglomeratici di mare basso (conglomerati di Turrivalignani), fanno graduale transizione verso l'alto a depositi deltizi e continentali contenenti resti di *Elephas meridionalis* (D'ERASMO 1931). La parte regressiva della successione è correlabile con l'intervallo a progredazione di *fore-sets* il quale nelle aree di *offshore* (DONDI *et alii* 1985; ROVERI *et alii* 1986) chiude la successione plio-pleistocenica che salda l'alloctono appenninico all'avampaese adriatico. I depositi pleistocenici appaiono, nel loro insieme, debolmente basculati verso E nel segmento marchigiano-abruzzese e verso NE nel segmento molisano, con modeste evidenze di tettonica compressiva (trascorrenze destre?) a nord di Ortona.

#### 4. LE STRUTTURE SEPOLTE DI CASOLI E BOMBA

Ad est di Palombaro le coltri molisane sovrastanti l'unità della Maiella, a loro volta ricoperte in discordanza angolare dai depositi del ciclo Pliocene inferiore *p.p.*-Pliocene superiore *p.p.*, si accavallano su argil-

le marnose plioceniche a *Gb. puncticulata* che formano il tetto di una blanda struttura anticlinale ad asse NNW-SSE. Questa struttura, affiorante in finestra tettonica, rappresenta l'unica emergenza in superficie di un esteso sistema di *thrust-sheets* carbonatici (CASNEDI *et alii* 1981) riconosciuto in sottosuolo dall'Abruzzo-Molise al Golfo di Taranto ("Piattaforma Apula Interna" di MOSTARDINI & MERLINI 1986), le cui parti più esterne sono rappresentate dall'unità Casoli-Bomba. Gli orizzonti più profondi dell'unità Casoli-Bomba raggiunti in perforazione sono rappresentati da carbonati di piattaforma di età giurassico superiore-cretacica (es. pozzi Casoli 1, Fontemaggiore 2 e Morgia 1). Sui calcari del Cretacico superiore (es. Morgia 1) o del Cretacico inferiore (es. Casoli 1, Fontemaggiore 2) giacciono in disconformità depositi miocenici comparabili con la formazione Bolognana della Maiella, a loro volta ricoperti da evaporiti messiniane. In alcuni pozzi (es. Rosello 1, Messer Marino 1, Pescopennataro 1) sono presenti nel Cretacico superiore facies di margine di piattaforma con breccie ad orbitoidi e foraminiferi planctonici che potrebbero rappresentare la transizione al bacino apulo del quale si è detto in precedenza. A questo riguardo è interessante sottolineare (*vide* log del pozzo Morgia 1) la presenza occasionale di foraminiferi planctonici (rotalipore ed hedbergelle) già a partire dall'Albiano-Cenomaniano.

Sulle evaporiti messiniane e a luoghi (es. Perano 1, Rosello 1, Messer Marino 1) su termini più antichi riposano in disconformità depositi pliocenici fondamentalmente diversi da quelli della Maiella. La successione pliocenica dell'unità Casoli-Bomba, troncata superiormente dalle coltri molisane, è costituita esclusivamente da peliti dello spessore massimo di alcune centinaia di metri. In tutti i pozzi è ben rappresentata (CASNEDI *et alii* 1981) la zona a *Gb. puncticulata*, mentre il Pliocene inferiore è stato riconosciuto soltanto in pochi sondaggi (es. Archi 1, Fara 1, Perano 1, Sangro 1) e con spessori non superiori ai 200 metri contro i 600 metri almeno delle coeve torbiditi della Maiella nei sondaggi Cigno e Vallecupa. La distinzione tra unità Maiella e unità Casoli-Bomba, dunque, è fondata non soltanto sui reciproci rapporti geometrici ma anche, e soprattutto, sulle differenze tra le rispettive coperture plioceniche le quali indicano che il dominio Casoli-Bomba nel Pliocene inferiore (zona a *Gb. margaritae* e zona *Gb. puncticulata*/*Gb. margaritae*) e nella parte bassa del Pliocene superiore (zona a *Gb. puncticulata*) giocava ancora un ruolo d'avampaese quando il dominio Maiella era stato non soltanto incorporato nell'avanfossa appenninica ma addirittura ricoperto da unità più interne sulle quali si impostavano i bacini *piggy-back* del ciclo *Gb. puncticulata*/*Gb. margaritae*-*Gb. crassaformis*. Non sappiamo se il dominio Casoli-Bomba sia stato raggiunto dall'alloctono nella parte bassa del Pliocene superiore (parte alta della zona a *Gb. puncticulata*) o in tempi più recenti, dal momento che la successione è troncata dal *thrust* delle falde molisane. Il brutale cambiamento delle condizioni fisiografico-strutturali che ha determinato nei bacini *piggy-back* impostati sul dorso dell'alloctono la chiusura del ciclo Pliocene inferiore *p.p.*-Pliocene superiore *p.p.* e l'apertura del ciclo Pliocene superiore *p.p.* suggerisce un'età di trasporto all'interno della subzona a *Gb. crassaformis crassaformis*, immediatamente prima della comparsa di *B. marginata* nelle sue forme tipiche. È interessante sottolineare il fatto che all'incirca in corrispon-

denza di questo cambio di sedimentazione registrato nei bacini *piggy-back* cominciano a depositarsi torbiditi di avanfossa sul margine flessurato dell'avampae adriatico-apulo (CASNEDI *et alii* 1981).

Si è detto in precedenza che i risultati delle indagini di sottosuolo consentono di riconoscere un prolungamento verso sud dell'unità Casoli-Bomba quantomeno fino al Golfo di Taranto. I dati accessibili (v. MOSTARDINI & MERLINI 1986; CASERO *et alii* 1991) non permettono di ricostruire nel dettaglio l'andamento delle singole strutture in sottosuolo, ma mostrano tuttavia chiaramente che lo spazio occupato dalle strutture sepolte dell'unità Casoli-Bomba si allarga notevolmente procedendo dalla zona ad est della Maiella verso l'alto Sangro e verso le valli del Trigno e del Biferno, aprendo un triangolo con apice rivolto verso nord.

Dai pochi dati disponibili di geologia di sottosuolo e dall'analisi delle strutture di superficie che coinvolgono i depositi pliocenici discordanti sembra di poter riconoscere:

— un sistema occidentale del quale fanno parte, oltre la Maiella, gli alti carbonatici sepolti di Casoli, Ascigno, Archi-Perano e Pescopennataro che formano complesse strutture arcuate fuori sequenza (v. ad es. Morgia della Penna, dove il Pliocene a *Gb. puncticulata*/*Gb. margaritae* è raddrizzato fin quasi al rovesciamento ed è coinvolto in una struttura arcuata convessa verso nord) le quali tendono a invilupparsi in "en echelon" destralre lungo un fronte limitato ad oriente dalla congiungente Scerni 1-Tamerigi 1-Messer Marino 1. L'andamento delle strutture è prima NW-SE e quindi NS fino a NNE-SSW, parallelo al probabile trend della Maiella in sottosuolo;

— un sistema orientale, rappresentato dagli alti di Civita Campomarano e di S. Biase, ad andamento NW-SE;

— un secondo sistema fuori sequenza, anch'esso ad andamento prima NW-SE e poi N-S che disseca ulteriormente l'edificio già strutturato formando un arco (arco molisano-sannitico) convesso verso nord. Fuori dell'area oggetto di questa nota l'arco molisano-sannitico è troncato a sua volta, a sud di Benevento, dall'arco pleistocenico campano-lucano.

Nella zona di Casoli-Ascigno le strutture sepolte di Casoli e Bomba occupano uno spazio non più largo di una decina di chilometri che va restringendosi verso nord fino ad azzerarsi in corrispondenza di Guardiagrele dove l'unità Casoli-Bomba scompare sotto la struttura della Maiella. Il prolungamento verso nord del dominio Casoli-Bomba è, come detto in precedenza, sconosciuto. Non è forse pleonastico ribadire che con il termine "dominio Casoli-Bomba" intendiamo riferirci alla porzione di margine adriatico-apulo compresa tra domini incorporati nel bacino di avanfossa nel Pliocene inferiore basale (zona a *Sphaeroidinellopsis seminulina s.l.*) e domini incorporati nell'avanfossa, per progressivo arretramento dell'asse di flessione della piastra adriatico-apula, nel Pliocene superiore (zona a *Gb. aemiliana* subzona a *Gb. crassaformis crassaformis*). La struttura carbonatica sepolta di Montebello di Bertona-Villadegna, della quale sarà detto nel prossimo paragrafo, potrebbe rappresentare un elemento dell'unità Casoli-Bomba ma potrebbe anche (e forse più verosimilmente) rappresentare l'unità Maiella che ha scavalcato nel Pliocene superiore le strutture di Casoli e Bomba, coinvolta essa stessa in un sistema di tipo duplex.

## 5. L'UNITÀ MAIELLA

La successione pre-evaporitica della Maiella è costituita, come ben noto in letteratura (ACCARIE 1988; ACCORDI & CARBONE 1988; CATENACCI 1974; CRESCENTI 1969 a, b; CRESCENTI *et alii* 1969), da una potente successione carbonatica estesa dal Trias superiore al Miocene medio-superiore le cui variazioni di facies riflettono le più importanti variazioni eustatiche del livello del mare (cicli di HAQ *et alii* 1988). A partire dal Giurassico (v. anche i pozzi Caramanico 1 e Maiella 2) è accertata una differenziazione di facies con limiti trasversali rispetto all'asse dell'attuale struttura della Maiella: facies di piattaforma protetta e successivamente (a partire dal Campaniano) di rampa carbonatica di mare basso nel settore meridionale, con due importanti episodi di non sedimentazione rispettivamente nell'Eocene inferiore e nell'Oligocene superiore-Burdigaliano; facies di bacino e quindi di *talus* seguiti (a partire dal Campaniano) da facies di rampa carbonatica distale nel settore settentrionale. Nel Miocene inferiore e nel Tortoniano si realizza una progradazione verso nord delle facies meno profonde della rampa (Formazione Bolognana). Queste ultime vengono ricoperte, nel Messiniano, da marne calcaree con foraminiferi bentonici della zona a *B. echinata* ai quali si associano ostracodi marini e foraminiferi planctonici costituenti una fauna ben diversificata. La zona a *B. echinata* viene qui intesa nel senso di COLALONGO *et alii* (1979) e definita in corrispondenza del cambio faunistico osservato nelle associazioni a foraminiferi bentonici (brusca decrescita della diversità specifica in concomitanza con la comparsa di nuovi taxa quali *B. echinata*, *B. dentellata* e *Rectuvigerina* spp.). La successione continua con marne e marne calcaree bioturbate con echinidi, brachiopodi e lamellibranchi, contenenti *G. multiloba* fin dalla base.

Seguono infine i depositi tipici della formazione gessoso-solfifera (calcare di base e gessi) con spessori fino a 50-60 m. come nella zona di Roccamorice. Ai gessi succedono una decina di metri di peliti con faune oligotipiche ed ostracodi di ambiente ipoalino (es. *Loxococoncha mülleri* e *Cyprideis* spp.) con alla base, quando ben esposto, un livello vulcanoclastico di pochi decimetri di spessore probabilmente correlabile con il ben noto livello tufitico del Messiniano superiore. Le prime evidenze di subsidenza flessurale sono riconoscibili nei depositi del Messiniano superiore del settore settentrionale (20 m. circa) in cui compaiono le prime sottili torbiditi silicoclastiche a granulometria arenitica fine. Le marne intercalate a questi risedimenti terrigeni contengono una ostracofauna ad affinità pannonica (*Loxococoncha djaffarovi* ed *Euxinocythere praebaquana*, associate a *Cyprideis* spp., *Candona* spp. ecc.), indicativa della parte più alta del Messiniano "lagomare". Nel Pliocene inferiore basale (v. CRESCENTI 1971 b), con lo sviluppo prima di peliti contenenti corpi conglomeratici canalizzati ad elementi calcarei (zona a *Sphaeroidinellopsis seminulina s.l.*) e successivamente di depositi torbiditici silicoarenitici a granulometria da fine a grossolana contenenti un'associazione a foraminiferi planctonici indicativa della zona a *Gb. margaritae*, si ha la testimonianza che il dominio Maiella viene incorporato nell'avanfossa appenninica. La sedimentazione viene quindi interrotta verso la fine del Pliocene inferiore (parte alta della zona di concomitanza *Gb. puncticulata*/*Gb. margaritae*, post comparsa di *P. lacunosa*) dall'arrivo di coltri di provenienza



in gran parte molisana intercalati nelle torbiditi infra-plioceniche. Belle esposizioni sono, ad esempio, nella zona di Civitella Messer Raimondo-Pennapedimonte.

Il prolungamento dell'unità Maiella a nord e a sud dell'area di affioramento è un problema aperto. Nella zona del campo Cigno-Vallecupa la struttura anticlinale della Maiella, qui con direzione NNW-SSE e immersione assiale verso NNW, scompare sotto i depositi silicoclastici del Messiniano superiore-Pliocene inferiore dell'unità Queglia. I vicini pozzi Bonanno 1, Bonanno 2 e Vicoli 2, impostati sui sedimenti dell'unità Queglia ma sul prolungamento dell'asse Maiella, incontrano, a profondità crescenti verso NW (1380 m. nel pozzo Bonanno 2, 2083 m. nel pozzo Vicoli 1) il top di una struttura carbonatica stratigraficamente ricoperta da depositi evaporitici. Questa struttura sepolta si raccorda perfettamente, dal punto di vista geometrico, con la struttura della Maiella in affioramento. I primi problemi sorgono con il pozzo Poggioragone 1, che ha incontrato a 3004 m. il top di una struttura carbonatica sottostante una potente successione silicoclastica con intercalati sedimenti gessiferi nella parte bassa. Il pozzo si è fermato alla profondità di 3125.5 metri in calcari con selce del Cretacico superiore. CRESCENTI *et alii* (1980) riconoscono in un livello di breccia calcarea incontrato tra le profondità 2152.5 e 2158.5 il conglomerato del Pliocene inferiore a *Sphaeroidinellopsis*. La presenza di arenarie nei sottostanti depositi messiniani, la ripetizione a più altezze (tra 2425 e 2455 e tra 2940 e 2990 circa) di livelli gessiferi (ripetizione tettonica?) e il fatto che già sotto al primo livello gessifero sia segnalata nel log la presenza di arenarie fanno dubitare fortemente che questa porzione di successione appartenga all'unità Maiella. Le facies dei depositi carbonatici sottostanti non sono discriminanti.

Restano dunque aperte tre possibilità, la prima delle quali ci sembra comunque improbabile:

— la porzione inferiore della successione terrigena e i sottostanti carbonati del pozzo Poggioragone 1 appartengono all'unità Maiella. In questo caso bisognerebbe ammettere una brusca variazione laterale di facies nei depositi messiniani dell'unità Maiella vista la breve distanza che intercorre tra i pozzi Cigno-Vallecupa (ove le successioni trovate in pozzo sono quelle tipiche della Maiella, vale a dire sviluppo di depositi torbiditici silicoclastici post-conglomerato a *Sphaeroidinellopsis*) e il pozzo Poggioragone 1 ove sono presenti e abbondanti, secondo il log, arenarie messiniane; — i carbonati del pozzo Poggioragone 1 appartengono alla struttura Maiella la quale è ricoperta tettonicamente dai depositi messiniani e infrapliocenici dell'unità Queglia con completa elisione della copertura terrigena della Maiella;

— i carbonati del pozzo Poggioragone 1 appartengono, assieme ai soprastanti depositi silicoclastici, all'unità Queglia.

Spostandosi ancora verso nord, il pozzo Montebello di Bertona 1 ha incontrato a 2560 m. di profondità il top di una struttura carbonatica al di sotto di una successione silicoclastica di età compresa tra il Messiniano e il Pliocene inferiore. La presenza di arenarie sopra e sotto un livello clastico grossolano incontrato alla profondità 2235 circa e riconosciuto da CRESCENTI *et alii* (1980) come l'orizzonte a *Sphaeroidinellopsis* rende improbabile, come nel pozzo Poggioragone 1, l'attribuzione della successione terrigena all'unità Maiella. I carbonati immediatamente sottostanti, del

Miocene inferiore-medio, presentano una facies assimilabile a quella del Bisciario-Schlier. Sembra non esserci traccia di evaporiti messiniani. Una decina di chilometri a nord del pozzo Montebello di Bertona 1 è stato perforato il pozzo Villadegna 1, profondo ben 6907 metri, che ha raggiunto a 2890 metri il top della struttura carbonatica rinvenuta a 2560 metri di profondità nel sondaggio Montebello di Bertona 1. La successione silicoclastica traversata è caratterizzata da torbiditi a *Gb. margaritae* dal piano campagna fino a 2435, argille a *Sphaeroidinellopsis* da 2435 a 2522 e torbiditi con ostracofaune indicative del Messiniano superiore da 2522 a 2890. Come nel pozzo Montebello di Bertona 1, la successione silicoclastica riposa direttamente, senza traccia di evaporiti messiniani, su depositi del Miocene inferiore-medio di tipo Bisciario-Schlier. Al di sotto di questi è sviluppata una successione bacinale ad affinità umbro-marchigiana regolarmente sovrastante carbonati di piattaforma del Trias superiore-Lias inferiore. Circa l'unità di appartenenza dei carbonati di Villadegna, premesso che essi sono ricoperti tettonicamente e non stratigraficamente dai depositi terrigeni alto messiniani-infrapliocenici (v. in proposito Fig. 37 in BALLY *et alii* 1986), restano aperte due possibilità: — la struttura carbonatica sepolta di Villadegna appartiene all'unità Maiella che ha ripreso un andamento N-S quantomeno nel tratto compreso tra Montebello di Bertona 1 e Villadegna 1. In questo caso la Maiella stessa deve aver scavalcato domini più esterni ed essere stata coinvolta in un sistema di tipo *duplex*; — la successione carbonatica di Villadegna si è deposita in un dominio bacinale intermedio tra il dominio Maiella e l'attuale margine dell'avampese adriatico. In questo caso i carbonati bacinali rappresentano un equivalente, sia pur in facies diversa, dei carbonati di piattaforma delle strutture sepolte di Casoli e Bomba. Una variazione di facies di questo tipo non sarebbe impossibile dal momento che i domini di piattaforma tendono a chiudersi verso nord, come è testimoniato con chiara evidenza nello stesso dominio della Maiella.

Si è detto in precedenza che anche per quanto concerne la prosecuzione della Maiella verso sud il problema è completamente aperto. Nell'area più meridionale di affioramento la struttura anticlinale della Maiella ha direzione N-S, con forte immersione assiale verso sud. Nella zona di Palena la Maiella scompare sotto la struttura del Porrara e sotto le falde molisane. Spostandosi verso sud, appare ragionevole ipotizzare un prolungamento della struttura verso Roccaraso (v. anche sez. 13 in MOSTARDINI & MERLINI 1986) ancora con trend NS o NNE-SSW. Tra Alfedena e Colli al Volturno le strutture carbonatiche di superficie più esterne (M. La Rocca - M. S. Nicola, M. S. Michele - M. Castelnuovo, M. Rocchetta) mostrano un andamento da N-S a NNW-SSE che viene brutalmente troncato da un lineamento W-E corrispondente ad un *thrust* fuori sequenza che si segue in affioramento dalla zona di S. Biagio Saracinisco a Colli al Volturno e quindi, disassato con *off-set* destrale, dalla zona di Monteroduni a quella di S. Massimo. Questo *thrust* taglia pressoché ortogonalmente le unità di letto, strutturate nella loro parte più meridionale secondo direttrici all'incirca meridiane, portando le unità carbonatiche dei Monti di Venafro e del Matese ad accavallarsi sui monti della Meta, sul wildflysch dell'unità Scontrone-Porrara (flysch di Castelnuovo al Volturno in PATACCA *et alii* 1990a) e sugli elementi più interni delle falde molisane.

Nell'alta valle del Volturno, immediatamente a nord di questo lineamento trasversale, si apre un'ampia finestra tettonica che incide profondamente il flysch di Castelnuovo. Presso il bordo settentrionale di questa finestra, nei dintorni di Rionero Sannitico, è ubicato il pozzo Fonteviva 1. Dopo aver traversato per circa 200 metri le falde molisane, questo sondaggio è entrato nel flysch di Castelnuovo finché alla profondità di 3275 metri ha raggiunto una struttura carbonatica con, al tetto, evaporiti messiniane. Il pozzo si è fermato alla profondità di 3468 metri in carbonati di piattaforma del Cretacico inferiore.

L'ipotesi più semplice sarebbe quella che questi carbonati rappresentino la base stratigrafica del wildflysch e appartengano pertanto, assieme alle vicine strutture di M. Rocchetta, M. S. Michele - M. Castelnuovo e M. La Rocca - M. S. Nicola, all'unità Scontrone-Porrara. Tuttavia la presenza di evaporiti messiniane al tetto della successione carbonatica (finora riscontrate nell'unità Scontrone-Porrara) e la segnalazione, nel log, di microfossili del Pliocene inferiore sotto il wildflysch ci spingono ad attribuire questa struttura sepolta all'unità Maiella. Il wildflysch compreso tra le falde molisane e le evaporiti messiniane potrebbe dunque rappresentare la terminazione orientale a becco di flauto dell'unità Scontrone-Porrara. Spostandosi ancora verso sud, la prosecuzione dell'unità Maiella è più che mai incerta. In via puramente ipotetica, possiamo supporre che essa prosegua sotto la struttura di Frosolone per assumere poi un *trend* all'incirca N-S lungo il margine orientale del Matese.

## 6. L'UNITÀ' QUEGLIA

L'unità Queglia affiora estesamente a nord e ad ovest della Maiella, mentre non si trova traccia di essa nel segmento molisano. Questa unità, infatti, scompare poco a sud di Campo di Giove dopo essersi ridotta ad occupare uno stretto corridoio interposto tra il fronte del Morrone e il margine occidentale della Maiella. L'assetto strutturale dell'unità Queglia è quantomai complesso, con pieghe a stretto raggio di curvatura, spesso rovesce, e con piani di taglio interni che portano a frequenti raddoppi parziali della successione.

La parte pre-terrigena della successione stratigrafica, ben esposta nel rilievo della Queglia (BIGNI & DI BUCCI 1987) ed affiorante anche in altre piccole strutture minori emergenti dalla copertura silicoclastica, è costituita da carbonati cretacico-paleogenici di bacino evolventi prima (Oligocene sup?-Miocene medio) a depositi di rampa distale (*packstones* bioclastici a macroforaminiferi e foraminiferi planctonici, ben stratificati e con liste di selce) e quindi (Tortoniano inf.) a depositi di rampa meno profonda (calcarei con rodoliti a litotamni, pectinidi, ostreidi, ditrupe e foraminiferi bentonici) assimilabili alle facies più massive (membro dei calcari a *Lithotamnium*) della formazione Bolognana. Il passaggio fra la facies di rampa distale e quella di rampa prossimale è marcato da un livello biocalcarenitico grossolano caratterizzato da numerosi *hardgrounds* e da abbondanti denti di selaci. Verso l'alto i carbonati di rampa prossimale fanno passaggio stratigrafico a calcari e calcari marnosi massivi fetidi a piccoli litotamni e bivalvi (circa 4 m.) seguiti da calcari marnosi scuri con soli bivalvi (circa 2 m.). La successione continua quindi verso l'alto con circa 20 m. di

marne e marne argillose a pteropodi cui si intercalano rari episodi calcitorbiditici con componenti intrabaccinali; l'età è Messiniano inferiore, zona a *B. echinata*, per la presenza dei foraminiferi bentonici che caratterizzano questa biozona, cui si associano nannofossili quali *A. primus*, *A. delicatus*, *T. aff. extensus*, *A. tricorculatus* e *A. amplificus*. Alle marne a pteropodi seguono 5-6 metri di marne tripolacee ricche in spicole di spugna silicee e diatomee cui si intercalano calcitorbiditici; a metà altezza compare anche un livello ricco in materiale vulcanoclastico acido. Questo intervallo, che termina con circa mezzo metro di diatomiti, registra la comparsa della *G. multiloba* immediatamente sotto il livello tufitico. Alle diatomiti seguono un paio di metri di marne cui si intercala un livello debritico costituito da una calcirudite grossolana. Le marne, oltre agli *Amaurolithus* elencati precedentemente, contengono anche esemplari di *A. ninae*.

L'episodio evaporativo della crisi di salinità è registrato da una decina di metri di gesso balatino intercalato a marne completamente sterili. Una sezione abbastanza ben esposta, dalla Formazione Bolognana ai gessi, è presso l'abitato di Pescosansonesco lungo la strada per Corvara. I gessi sono quindi ricoperti (buone esposizioni sono immediatamente ad ovest dell'abitato di Castiglione a Casauria) da una quindicina di metri di argille siltose con sottili intercalazioni di arenarie fini con laminazione da *ripple*, nella parte alta delle quali è intercalato un altro orizzonte tufitico corrispondente al ben noto livello guida che dalla Romagna alla Maiella segna la parte bassa dell'intervallo messiniano "lago-mare". La successione sedimentaria continua verso l'alto con circa 150 metri di peliti con intercalate arenarie torbiditiche (sequenze Tc-e) che verso l'alto tendono a costituire una megasequenza negativa per aumento progressivo dello spessore dei singoli strati e della granulometria. La sequenza acquista quindi caratteri di prossimalità ancora più marcati con lo sviluppo di circa 700-800 m. di arenarie in strati di spessore metrico caratterizzate da frequenti episodi di franamento sottomarino. Le microfaune, scarse e in cattivo stato di conservazione sono rappresentate da piccole globigerine, frammenti di ostracodi e rari esemplari di *Amaurolithus* e *Discoaster*. Buone esposizioni di queste arenarie si hanno, ad esempio, a monte di Pescosansonesco Vecchio (Dogli) e nei dintorni di Britoli. Nel Messiniano altissimo si assiste ad una improvvisa riduzione dell'*input* silicoclastico arenitico e si sviluppa un intervallo più francamente pelitico, dello spessore di alcune decine di metri, caratterizzato da argille e siltiti di spessore millimetrico con laminazione incrociata da *ripple*. Le argille contengono ostracofauna ipoaline ad affinità panonica (*Loxoconcha djaffarovi*, *Caspiolla venusta*, ecc., es. Roccacaramanico). Seguono un paio di metri di argilliti nere bituminose, con intercalate calcitorbiditi di spessore centimetrico, contenenti una microfauna marina della zona a *S. seminulina* s.l. (es. Forca di Penne) e quindi conglomerati calcarei più o meno canalizzati (conglomerati a *Sphaeroidinellopsis* della letteratura geologica). Questi ultimi sono ricoperti a loro volta da una potente successione torbiditica del Pliocene inferiore in facies peliticoarenacea nella parte bassa e arenaceo-pelitica per il resto della successione (zona a *Gb. margaritae* e zona di concomitanza *Gb. punctulata*/*Gb. margaritae* con presenza, nella parte alta, di *H. sellii*, piccole *Gephyrocapsa* spp. e rarissimi individui di *P. lacunosa*). I con-

glomerati a *Sphaeroidinellopsis* costituiscono un ottimo livello guida (v. anche ACCORDI 1966) che aiuta a ricostruire il complesso soffiato di pieghe che caratterizza l'intera fascia compresa tra la rampa laterale del Gran Sasso e il fronte del Morrone da un lato e i depositi pliocenici discordanti nonché il margine interno della Maiella dall'altro a partire da Montebello di Bertona fino al passo di S. Leonardo. Begli esempi di fitte ripetizioni di anticlinali e sinclinali a stretto raggio di curvatura sono a sud di Brittolli (M. Riccio e zona ad oriente di Intro d'Acqua), nella stretta fascia collinare allungata in senso N-S a cavallo di Pietranico, a Colle dei Morti presso Torre dei Passeri e nella valle dell'Orte tra Salle e il Passo di S. Leonardo.

La parte pliocenica della successione stratigrafica dell'unità Queglia appare identica per facies ed età ai membri B-F della formazione Cellino di CASNEDI *et alii* (1976) e mostra notevoli analogie di facies con i depositi infrapliocenici dell'unità Maiella (presenza del conglomerato a *Sphaeroidinellopsis* seguito da torbiditi a *Gb. margaritae* che si spingono fino alla parte alta della zona di concomitanza *Gb. puncticulata/Gb. margaritae*). Nel campo Cellino i depositi pre-pliocenici sono costituiti da una potente successione silicoclastica comunemente considerata in letteratura (v. ad es. CASNEDI *et alii* 1976) come la propaggine più orientale del flysch della Laga. CASNEDI *et alii* (1976) propongono una correlazione tra i depositi silicoclastici messiniani dei pozzi Cellino e i depositi messiniani dei pozzi Cigno-Vallecupa (formazione Bolognaro, formazione gessoso-solfifera e marne post-evaporitiche) secondo la quale il flysch della Laga si chiuderebbe a becco di flauto contro la Maiella, in accordo con una migrazione progressiva dei bacini torbiditici da nord-ovest verso sud-est. Per il Pliocene inferiore CASNEDI (1983) propone un modello deposizionale in base al quale l'accrescimento del sistema di conoidi che alimentavano la formazione Cellino doveva essere controllata da una chiusura verso sud ad opera di un alto morfologico identificabile con l'attuale struttura del campo Cigno. Viene pertanto ipotizzato che nel Pliocene inferiore il dominio Maiella si trovasse in asse con il dominio Cellino (bacino abruzzese) e che differenze batimetriche (bacino profondo a nord, alto morfologico a sud) sarebbero state responsabili di un progressivo *pinch-out* dei depositi silicoclastici procedendo dalla valle del Vomano alla valle del Pescara. GHISETTI & VEZZANI (1988) spingono oltre questa correlazione, individuando una "successione occidentale" e una "successione orientale" del flysch della Laga, quest'ultima rappresentata da una sequenza Teramo-Cellino e da una sequenza Maiella, entrambe attribuite alla parte esterna del dominio marchigiano. La sequenza Teramo-Cellino sarebbe costituita dalle "arenarie di Montebello" (equivalente del membro evaporitico della "successione occidentale" del flysch della Laga), dalle "marne di Campi" di età pliocenica inferiore e dalla formazione Cellino (quest'ultima, in disaccordo con CASNEDI *et alii* 1976 e con CASNEDI 1983, in posizione trasgressiva sulle "marne di Campi"). Il tutto sarebbe in regolare successione stratigrafica sulla formazione inframessiniana di Alanno, a sua volta sovrastante calcari e calcari marnosi del Tortoniano-Messiniano. Nella sequenza Maiella le "arenarie di Montebello" sarebbero sostituite dalle evaporiti messiniane. Non ci risulta che alcun pozzo abbia incontrato il substrato carbonatico delle arenarie di Montebello e non sappiamo, pertanto, in base a quali informazio-

ni inedite sia stata posta una successione pre-terrigena ("formazione Alanno" e "calcari e calcari marnosi" tortoniano-messiniani) alla base dei depositi messiniani silicoclastici della sequenza Teramo-Cellino. Non comprendiamo, inoltre, come le "arenarie di Montebello" possano essere correlate con le evaporiti della Maiella dal momento che la loro età è messiniana superiore (intervallo "lago-mare") come giustamente indicato anche nel *log* del pozzo Villadegna 1 sulla base del loro contenuto fossilifero. Non conosciamo infine quali sono i nuovi dati che hanno spinto gli autori citati a modificare la posizione stratigrafica e i limiti cronologici della formazione Cellino rispetto alla definizione originaria di CASNEDI *et alii* (1976). Essendo stato pubblicato soltanto un *extended abstract* del lavoro presentato oralmente dagli autori al 74° Congresso della SGI, ci riserviamo di valutare l'attendibilità dei dati sui quali si basano le correlazioni proposte dopo attenta lettura della nota definitiva. Ci limitiamo per il momento a sottolineare il fatto che queste correlazioni contrastano totalmente con i dati stratigrafici assunti in questo lavoro come vincoli per la ricostruzione della migrazione spazio-temporale dei bacini di avanfossa messiniano-pliocenici.

Sulla base dei dati della letteratura che ci appaiono più circostanziati e spogli di interpretazioni soggettive più o meno arbitrarie (es. CRESCENTI *et alii* 1980), sulla base delle informazioni disponibili sulle strutture di sottosuolo e considerando i dati da noi stessi raccolti nell'area in studio, non ci sembra giustificato attribuire le successioni terrigene mio-plioceniche attraversate dai pozzi Cellino all'unità Maiella e non ci sembra corretto identificare la loro porzione messiniana con il flysch della Laga. Tra la valle dell'Orte e la valle del Pescara è seguibile, sul terreno, il contatto tettonico tra i depositi silicoclastici infrapliocenici della Maiella, in perfetta conformità strutturale con i sottostanti depositi miocenici pre-terrigeni, e i depositi silicoclastici del Messiniano superiore-Pliocene inferiore da noi attribuiti all'unità Queglia, coinvolti in un complesso sistema di pieghe frequentemente rovesce a stretto raggio di curvatura. Laddove affiorano i termini pre-terrigeni dell'unità Queglia si può vedere che le torbiditi silicoclastiche iniziano nel Messiniano superiore dopo la sedimentazione del livello guida tuffitico che segna la parte bassa dell'intervallo messiniano "lago-mare". Non si assiste, inoltre, ad alcuni *pinch-out* della porzione messiniana della successione silicoclastica procedendo dalla Queglia verso la Maiella.

Lungo il margine nord-occidentale e settentrionale della Maiella, in definitiva, sono tettonicamente sovrapposte due successioni alto messiniane con caratteristiche profondamente diverse: torbiditi di avanfossa potenti molte centinaia di metri nell'unità Queglia, emipelagiti d'avampaese, con rare e sottili intercalazioni di torbiditi silicoclastiche fini nella parte più alta, nell'unità Maiella. Spostandosi verso nord, non abbiamo riscontrato soluzione di continuità tra i terreni dell'unità Queglia precedentemente definiti nell'area meridionale e le successioni silicoclastiche affioranti nelle valli del Tavo, del Fino e del Vomano attraversate dai pozzi Poggioragone, Montebello di Bertona, Villadegna, Cellino e Canzano. Di queste successioni settentrionali non è noto il substrato pre-terrigeno. Le stratigrafie di superficie (v. CRESCENTI 1971a) e di sottosuolo (v. CRESCENTI *et alii* 1980 e i *logs* dei pozzi non confidenziali perforati nell'area) mostrano comunque

una successione del tutto comparabile con quella dell'unità Queglia, con ampio sviluppo di arenarie torbiditiche nel Messiniano "lago-mare" sormontate dall'intervallo pelitico-arenaceo a *Sphaeroidinellopsis* del Pliocene basale. In conclusione, non ci sembrano esistere ragioni valide per non includere le successioni torbiditiche messiniano-plioceniche dell'Abruzzo teramano nell'unità Queglia. Riteniamo, infine, che vada abbandonata, per la porzione inferiore di questi depositi silicoclastici, la denominazione "flysch della Laga" (nonché i suoi derivati tipo "propaggini orientali" ovvero "successione orientale" del flysch della Laga) e che vada restituita all'intera successione silicoclastica l'originaria denominazione "flysch teramano" di BRAMBATI (1969). Escludiamo dal flysch teramano il membro A della formazione Cellino di CASNEDI *et alii* (1976) che appartiene, a nostro avviso, al primo ciclo pliocenico discordante (ciclo a *Gb. puncticulata*/*Gb. margaritae*-*Gb. crassaformis*). Il flysch della Laga e il flysch teramano rappresentano due diversi prismi sedimentari, distinti nel tempo e nello spazio. Il primo si è depositato in un bacino incorporato nel sistema di avanfossa immediatamente dopo la deposizione delle marne a pteropodi (Messiniano inferiore, subzona a *G. multiloba*, v. CANTALAMESSA *et alii* 1986), con apporto silicoclastico arenitico che è andato esaurendosi nell'intorno dell'orizzonte tuffitico alla base del Messiniano "lago-mare" (v. in proposito MORUZZI & FOLLADOR 1973). Il secondo si è depositato in un bacino incorporato nel sistema di avanfossa nel Messiniano "lago-mare" dopo la deposizione del livello tuffitico, con apporto silicoclastico arenitico persistente per quasi tutto il Pliocene inferiore. Al limite Messiniano-Pliocene il prisma del flysch teramano deve aver progradato anche sul dominio Maiella, quando questo è stato raggiunto dalla subsidenza flessurale ed è stato incorporato nel sistema di avanfossa. Non escludiamo, tuttavia, che nella parte settentrionale dell'area esaminata possa aprirsi un'altra unità leggermente più interna rispetto all'unità Queglia, distribuita lungo una fascia ad andamento N-S compresa tra Castelli e Farindola, nella quale si hanno indizi (es. tuffiti di Colle Mesole a sud di Arsita) che la sedimentazione silicoarenitica possa essere iniziata già prima della deposizione del livello tuffitico. Le indagini su quest'area sono ancora in corso. Sempre in quest'area, l'affioramento di calcareniti e marne di Colle dei Cavatori (Bosco di Pietralunga) viene considerato da GHISETTI & VEZZANI (1986) come facente parte del sistema del Gran Sasso (unità della Miniera di Lignite), mentre è stato da noi preliminarmente attribuito all'unità Queglia. Discordanti su queste calcareniti affiorano conglomerati polimitici attribuiti in letteratura (GHISETTI & VEZZANI 1986, 1990) ai conglomerati di M. Coppe di probabile età Messiniano-Pliocene inferiore. Campioni prelevati da argille immediatamente sovrastanti la prima bancata conglomeratica hanno fornito un'associazione indicativa della parte alta del Pliocene inferiore (*Gb. margaritae*/*Gb. puncticulata* e *P. lacunosa*). Non vi sono evidenze che questi depositi, da noi attribuiti al ciclo Pliocene inferiore *p.p.*-Pliocene superiore *p.p.* siano stati implicati nella tettonica responsabile del trasporto fuori sequenza dell'arco del Gran Sasso.

## 7. L'UNITÀ SCONTRONE-PORRARA

L'unità Scontrone-Porrara è estesa in affioramento dalla zona di Bussi sul Tirino all'alta valle del Vol-

turno. La successione stratigrafica è costituita da carbonati mesozoici di piattaforma di mare basso, con passaggio a facies di scarpata verso ovest a partire dal Giurassico superiore (brecce ad *Ellipsactinia* del M. Arazzecca). Facies bacinali a partire quantomeno dal Lias superiore-Dogger sono state riconosciute (Morrone di Popoli) negli affioramenti più settentrionali (CRESCENTI 1969 a, b; CRESCENTI *et alii* 1969; RAFFI & FORTI 1959). Al M. Rotella, al M. Pizzalto e al M. Porrara le facies di piattaforma, persistenti fino a parte del Cretacico superiore, vengono ricoperte da depositi di rampa carbonatica distale di età Cretacico sup.-Eocene.

Sulle brecce di scarpata giurassiche, sulle facies di piattaforma cretaciche e sui depositi di rampa carbonatica cretacico-eocenici poggiano, attraverso ampie lacune stratigrafiche, calcari a briozoi e litotamni di età Langhiano *p.p.*-Tortoniano del tutto identici a quelli della formazione Bolognana della Maiella meridionale. La nostra analisi è stata rivolta soprattutto alla parte più alta dei carbonati miocenici e ai sovrastanti depositi silicoclastici, con l'obiettivo di definire con la massima precisione possibile l'inizio della subsidenza flessurale dell'originario dominio di avampaese e il momento della sua definitiva incorporazione nel sistema di avanfossa.

La parte terrigena della successione stratigrafica della Montagna del Morrone è preservata solamente in una stretta fascia a nord di Popoli lungo il margine nord-occidentale della struttura. Le pessime condizioni di esposizione, tuttavia, non ci hanno consentito di svolgere osservazioni di dettaglio e tanto meno di effettuare buone campionature per analisi micropaleontologiche. Buone esposizioni, anche se limitate a piccoli affioramenti, si hanno invece lungo il bordo orientale del M. Porrara e del M. Rotella, tutt'intorno alla struttura di Barrea-Scontrone e lungo il margine orientale delle strutture di M. La Rocca - M. S. Nicola e di M. S. Michele - M. Castelnuovo. In tutti gli affioramenti la parte alta della formazione Bolognana è sistematicamente rappresentata da calcari marnosi fetidi con piccoli litotamni e bivalvi associati a foraminiferi planctonici. Nella struttura di M. La Rocca - M. S. Nicola e di M. S. Michele - M. Castelnuovo ai calcari marnosi a piccoli litotamni segue un livello, di un paio di metri al massimo di spessore, costituito da calcari marnosi e marne glauconitiche fortemente bioturbate. Si tratta di un deposito condensato a foraminiferi planctonici e bivalvi, caratterizzato da numerose superfici di *hard ground*.

Seguono pochi metri di marne lastroidi fetide con *G. multiloba*. La successione, mal esposta, prosegue con marne tripolacee grigio-biancastre ricoperte da depositi silicoclastici. Nella struttura di Scontrone i calcari marnosi nodulari e le marne fetide sono sostituiti da mezzo metro circa di calcareniti (*packstone* a foraminiferi planctonici), anch'esse nodulari e fortemente bioturbate.

Anche queste calcareniti sono ricoperte da marne tripolacee grigio-biancastre con intercalazioni, nella parte bassa, di calcari marnosi ricchi di lamellibranchi e gasteropodi a guscio liscio contenenti una ostracofauna (*Leptocythere* sp., *Cyprideis* sp.) indicativa del Messiniano in facies di "lago-mare", in associazione con *Ammonia beccarii-tepida*.

Le marne tripolacee diventano via via più siltose verso l'alto (es. Cimitero di Scontrone) per passare infine ad una successione silicoarenitica. Alla base della

successione silicoclastica è presente un intervallo costituito da marne scure fetide cui si intercalano sottili livelli arenitici fini con laminazioni da *ripple*. Queste evolvono gradualmente verso l'alto a una successione più grossolana costituita da spesse bancate di arcosi litiche a granulometria medio-grossolana cui si intercalano sottili livelli di marne siltitiche grigio scure. In questo intervallo è presente anche un livello più grossolano contenente clasti carbonatici (calcolutiti ad *Orbulina*, dolomie triassiche).

Le marne intercalate ai depositi arenitici risultano pressoché sterili, e le forme presenti (essenzialmente *Globigerinoides* del gruppo *obliquus* associati ad *A. primus*, *A. delicatus*, *A. cfr. amplificus*, ormai non risolutive dal punto di vista biostratigrafico per l'intervallo considerato) sono sempre in cattivo stato di conservazione, con abbondante residuo inorganico spesso costituito in prevalenza da gesso. A queste arenarie seguono depositi di tipo wildflysch (es. Il Calvario), ben sviluppati tra Scontrone e l'alta valle del Volturno (flysch di Castelnuovo al Volturno in PATACCA *et alii* 1990a). In questi depositi la normale sedimentazione torbiditica è in gran parte interrotta e mascherata da frane sottomarine di materiale alloctono proveniente dalle falde molisane. Si tratta di accumuli imponenti di pezzame carbonatico e silicoclastico già litificato e deformato, immerso in una matrice argillosa grigio-scura sterile o con forme in cattivo stato di conservazione e non significative (*A. primus*, *A. delicatus* e *D. triradiatus* associati a *Gb. cfr. suterae*). Esposizioni spettacolari sono nelle zone di Scapoli, Acquaviva d'Isernia, Roccasicura e Carovilli.

Lungo il margine nord-orientale del M. Porrara i carbonati della formazione Bolognano passano superiormente a marne tripolacee attraverso un livello di calcari vacuolari a *Cardium*.

L'intervallo tripolaceo è costituito nella parte bassa da circa 2 metri di tripoli con resti di pesci e filliti e da marne nere fetide cui si intercalano livelli sottili di lumachelle a bivalvi a guscio liscio. L'intervallo prosegue in alto (sorgenti Capo di Fiume) con circa 20 m. di depositi ritmici. Ogni ritmo è costituito alla base da calcari marnosi grigio scuri massivi, bioturbati, a bivalvi e gasteropodi a guscio liscio seguiti da marne tripolacee e infine da veri e propri tripoli lastroidi. Come per l'omologo affioramento di Scontrone, le analisi micropaleontologiche hanno rivelato abbondanza di ostracodi salmastri (*Cypria candonaeformis*, *Loxoncha* aff. *mülleri*, *Cyprideis* spp.) associati a spicole di spugna, resti di silicoflagellati ed *Ammonia beccarii-tepida*.

Le marne tripolacee sono stratigraficamente ricoperte da una successione di qualche decina di metri di argille grigio scure contenenti rare *G. multiloba* e scarsi bentonici cui si intercalano rari e sottili livelli arenitici fini, di spessore inferiore al centimetro, presentanti laminazione da *ripple*. Si incontra quindi l'orizzonte guida tufitico del Messiniano "lago-mare" (spessore 70 cm.) al di sopra del quale si sviluppa una successione torbiditica silicoclastica, comparabile con quella dell'unità Queglia. Nelle marne intercalate ai depositi silicoclastici si rinvengono al solito rari foraminiferi planctonici, scarsi *A. primus* e *A. delicatus*, frammenti di Ostracodi salmastri, *Ammonia beccarii-tepida* e, nel residuo inorganico, frequente gesso.

Tralasciando i depositi terrigeni più settentrionali (Morrone) dove le condizioni di esposizione non con-

sentono analisi accurate, successioni terrigene caratterizzate nel complesso da sequenze torbiditiche pelitico-arenacee passanti superiormente a torbiditi arenaceo-pelitiche affiorano lungo una stretta fascia ad andamento N-S tra il versante orientale del M. Arazzecca e il margine nord-orientale del M. Porrara. Nella parte bassa sono localmente presenti (es. tra Castel di Sangro e Roccaraso) livelli caotici con blocchi di gesso cristallino e di gessareniti litiche.

Da quanto finora esposto, appare chiaro che l'unità Scontrone-Porrara va ricollocata, dal punto di vista palinspastico, in un dominio raggiunto dalla subsidenza flessurale e incorporato nell'avanfossa appenninica nel corso del Messiniano *dopo* la crisi di salinità. La posizione di questo dominio doveva quindi essere necessariamente all'esterno dei domini abruzzesi, del Gran Sasso e del Monte Genzana dove la sedimentazione silicoclastica inizia nel Messiniano inferiore *prima* della crisi di salinità.

Procedendo dalle strutture più interne a quelle più esterne dell'unità Scontrone-Porrara si passa da depositi di tipo wildflysch a depositi arenaceo-pelitici simili a quelli dell'unità Queglia, dove l'inizio della sedimentazione terrigena è ancora riferibile al Messiniano "lago-mare". I depositi silicoclastici dell'unità Scontrone-Porrara e quelli dell'unità Queglia dovevano pertanto formare, nel Messiniano superiore, un unico prisma sedimentario sviluppato lungo il margine esterno della catena ad oriente del quale possiamo porre, nell'area di avampaese, i depositi emipelagici del Messiniano ipoalino della Maiella. A differenza delle successioni dell'unità Queglia, non abbiamo mai rinvenuto nei depositi terrigeni dell'unità Scontrone-Porrara termini infrapliocenici. Non sappiamo se questa assenza sia dovuta ad una elisione tettonica da parte delle falde molisane o al fatto che la sedimentazione terrigena sia stata effettivamente interrotta precocemente dall'arrivo delle coltri alloctone.

L'età delle prime deformazioni compressive dell'unità Scontrone-Porrara non è ben definita. A Colle Perrone presso Palena si trovano conglomerati (contenenti anche ciottoli cristallini) e sabbie di spiaggia discordanti su strati rovesci della successione silicoclastica del M. Porrara.

Analisi micropaleontologiche di campioni provenienti da questi depositi non hanno fornito risultati significativi.

Anche sul M. Morrone (v. sez. n. 2 in BENE0 1939 e sez. n. XVII in BENE0 1943) si rinvengono depositi clastici grossolani discordanti sul substrato carbonatico. Questi depositi, tuttavia, non sono stati ancora da noi analizzati e non ci risulta che su di essi esistano, in letteratura, dati micropaleontologici moderni.

## 8. IL PROBLEMA DELLA MONTAGNA GRANDE

Le successioni mesozoiche della Montagna Grande e del M. Godi costituiscono un classico esempio di facies di soglia/scarpata al limite tra un'area di piattaforma carbonatica di mare basso e un'area di bacino (COLACICCHI, 1967; COLACICCHI & PRATURLON, 1965). La ricostruzione paleogeografica proposta da questi autori, accettata nella letteratura geologica corrente (v. ACCORDI & CARBONE, 1988; PAROTTO & PRATURLON, 1975), segue l'attuale distribuzione delle facies, con la zona di soglia/scarpata della Montagna Grande inter-

posta tra la piattaforma della Marsica occidentale e il bacino del Monte Genzana.

Tra Anversa degli Abruzzi e Cocullo è ben esposta la parte più alta della successione della Montagna Grande, fino ai termini silicoclastici che ricoprono in conformità i carbonati del Miocene medio-superiore. Tra i carbonati e il terrigeno è presente un livello di qualche metro di spessore di marne tripolacee. La gran parte della successione terrigena affiorante è costituita da una sequenza torbidity pelitico-arenacea di circa 300 m. di spessore con marcati caratteri di distalità (sequenze Tc e con i livelli arenitici a grana fine e in strati di pochi centimetri di spessore). Nella parte bassa della successione è presente un intervallo dello spessore massimo di una decina di metri costituito da peliti grigio-scuri fetide con lamine centimetriche di gessareniti fini. In questo intervallo sono presenti 2-3 livelli di qualche decimetro di spessore di ruditi gradate includenti clasti di gesso selenitico e alabastrino, dololutiti, dolomie vacuolari e carbonati attribuibili al "calcare di base". Dispersi entro le peliti si rinvengono anche blocchi isolati di gesso. I risultati delle analisi micropaleontologiche su numerosi campioni prelevati sotto e sopra l'orizzonte gessifero indicano un generico Messiniano della "zona non distintiva". Il residuo organico, sempre molto scarso è rappresentato da piccole globigerine in parte riferibili a *G. quinqueloba* con rare *G. multiloba*, nonché da *Gb.* cfr. *conomiozea*, subordinate *Bulimina* e *Bolivina* ed altri bentonici fra cui *Ammonia beccarii tepida*. La posizione stratigrafica dell'intervallo gessifero mostra chiaramente che la gran parte della successione terrigena appartiene all'intervallo post-evaporitico e che solo la parte bassa può estendersi al più al Messiniano evaporitico nell'ipotesi (peraltro improbabile vista la polimiticità dei depositi ruditici) che il livello gessifero si sia depositato durante, e non dopo, la crisi di salinità. Successioni di questo tipo (Flysch di Anversa degli Abruzzi in PATACCA *et alii* 1990a) sono del tutto assenti nei flysch laziali-abruzzesi (v. CIVITELLI & CORDA 1988), costituiti da potenti successioni torbidity silicoarenitiche di età messiniana inferiore, pre-crisi di salinità. Sono invece riconoscibili strette analogie tra la successione di Anversa-Cocullo e i depositi silicoclastici alto-messiniani dell'unità Scontrone-Porrara affioranti tra Alfedena e Roccaraso.

La presenza di una copertura terrigena "anomala" ci ha indotto a riflettere sul significato paleogeografico e strutturale della Montagna Grande e ad esplorare la possibilità di una sua collocazione in un diverso contesto palinspastico. Posto che le facies dei depositi carbonatici mesozoici (COLACICCHI 1967; COLACICCHI & PRATURLON 1965) e l'età dei depositi silicoclastici impongono di collocare il bacino del Monte Genzana tra il dominio di piattaforma della Marsica occidentale (v. par. 10) e un dominio di piattaforma più esterno al quale vanno ricondotte le unità Scontrone-Porrara e Maiella, non vediamo ostacoli per porre le facies di scarpata della Montagna Grande in posizione adiacente a quelle del M. Arazzecca e per ricollocare entrambe lungo il margine occidentale della piattaforma più esterna (ad est, pertanto, del bacino del Monte Genzana anziché lungo il margine orientale della piattaforma laziale-abruzzese). In questo quadro la successione di scarpata prossimale del M. Arazzecca, caratterizzata da lacune frequenti ed imponenti (gli esempi più esasperati sono rappresentati dai depositi miocenici direttamente sovrastanti le breccie ad *Ellipsactinia*), passerebbero alle facies bacinali del Monte

Genzana non più bruscamente ma attraverso lo spesso ventaglio di breccie della Montagna Grande. Una rilocazione palinspastica di questo tipo non entrerebbe in conflitto con i risultati delle analisi di facies di COLACICCHI & PRATURLON (1965) e di COLACICCHI (1967) sui depositi mesozoici marsicani e giustificherebbe la presenza nell'area di Anversa-Cocullo di una successione terrigena più giovane e più esterna di quella dei flysch abruzzesi. In questo quadro le facies bacinali del Monte Genzana costituirebbero la logica prosecuzione verso sud di quelle del Gran Sasso, come già proposto da MANFREDINI (1965), mentre la Montagna Grande rappresenterebbe l'elemento più interno noto dell'unità Scontrone-Porrara (oppure un'altra unità ancora più interna) ricoperto dall'insieme piattaforma abruzzese-Gran Sasso-Monte Genzana ed emergente in finestra tettonica in corrispondenza della culminazione assiale di un alto strutturale. Quest'ultimo formerebbe (CORRADO *et alii* 1990) una struttura a fiore a scala regionale orientata NNW-SSE. In quest'ottica potrebbero trovare una più ragionevole spiegazione anche i limitati affioramenti di successioni emi-pelagiche giurassiche (prolungamento meridionale del dominio M. Gorzano-Montagna dei Fiori?) riconosciute presso Celano (ANGELUCCI & PRATURLON 1968) e alla base del M. Velino (NIJMAN 1971), i quali potrebbero rappresentare piccole finestre tettoniche in posizione di alto strutturale oppure scaglie estruse lungo fasce di transpressione. Un vincolo stratigrafico importantissimo è costituito dall'età del piccolo lembo di depositi clastici del M. Mezzana che ricoprono in discordanza i carbonati della Montagna Grande. In letteratura (v. COLACICCHI 1967) questi depositi sono stati attribuiti al Messiniano superiore per la loro posizione stratigrafica e per affinità litologiche con i conglomerati di Le Vicenne i quali contengono ostracofaune di sicura affinità pannonica (COLACICCHI *et alii* 1967). E' possibile, invece, che i depositi del M. Mezzana, mai datati direttamente, siano più recenti e rappresentino un equivalente dei depositi clastici che ricoprono in discordanza i carbonati del Morrone e le silicoclastiti del Porrara. Una loro precisa datazione costituisce pertanto un obiettivo prioritario.

## 9. L'ARCO DEL GRAN SASSO

Il brusco cambiamento morfologico da morbidi paesaggi collinari ad aspri versanti rocciosi che caratterizza i margini settentrionale ed orientale del Gran Sasso corrisponde all'emergenza spettacolare di un *thrust* fuori sequenza che ha portato l'insieme Gran Sasso-unità abruzzesi ad accavallarsi su unità più esterne già in precedenza raggiunte dal fronte della compressione (GHISSETTI & VEZZANI 1991). Come dimostrato da questi autori, la traslazione deve essere stata accompagnata da una sensibile rotazione antioraria. La rampa frontale del Gran Sasso, ad andamento W-E, interseca con un angolo di circa 90° l'asse N-S della struttura Montagna dei Fiori-Montagnone, mentre la rampa laterale corre all'incirca parallela alle direttrici strutturali delle unità di letto. La rampa laterale è seguibile con continuità dalla zona di Castelli sino a Forca di Penne. Da questo punto in poi il quadro si complica. Nel Vallone San Giacomo, che separa la struttura del M. Cappucciata - M. Scarafano (sicuro elemento Gran Sasso) dalla struttura del M. Picca, si vede chiaramente che la prima si accavalla sulla seconda attraverso

una superficie di taglio orientata NNE-SSW e immergente verso WNW, che forma un angolo di circa 30° con la direzione della rampa laterale.

Quest'ultima, tuttavia, sembra proseguire con caratteristiche geometriche immutate lungo tutto il versante orientale di M. Picca. La spiegazione più semplice è quella che l'accavallamento del Vallone San Giacomo rappresenti uno scorrimento minore avvenuto su un piano sintetico del sistema principale. Possiamo dunque ragionevolmente assumere che la struttura di M. Picca faccia ancora parte del sistema Gran Sasso. Immediatamente a sud di M. Picca, tra Pietra Corniale e Rocca Tagliata, si osserva una seconda discontinuità, questa volta tra il M. Picca e la Montagna del Morrone. Come chiaramente appare anche dalla carta geologica ufficiale, la struttura del Morrone va qui in forte depressione assiale verso NW (v. anche sez. 4 in BENE0 1939 e sez. 19 in BENE0 1943) ed è tettonicamente ricoperta dai carbonati di M. Picca e di M. Scuncole-Colle S. Rosa. Sulla sella tra il Castiglione e il Colle S. Rosa affiorano, sia pur con pessime esposizioni, i depositi terrigeni sommitali della struttura del Morrone. Questa situazione strutturale suggerisce, come già messo in evidenza da PAROTTO & PRATURLON (1975), che il fronte del Gran Sasso non prosegue nel fronte del Morrone (arco Gran Sasso-Morrone della letteratura geologica, v. GHISETTI & VEZZANI 1983), ma si diriga con direzione NNE-SSW verso la piana di Sulmona per essere poi troncato dal sistema di faglie dirette Navelli-Sulmona. Il Gran Sasso, in definitiva, non proseguirebbe nella struttura del Morrone ma nelle strutture della Marsica orientale descritte da COLACICCHI (1967), in accordo con le facies delle successioni pre-terrigene (v. anche MANFREDINI 1965) e in accordo con lo sviluppo di depositi silicoclastici nel Messiniano pre-evaporiti tanto nel Gran Sasso (GHISETTI *et alii* 1990; GHISETTI & VEZZANI 1990) quanto nella Marsica occidentale ed orientale (v. par. 10), con l'eccezione della Montagna Grande. A sud di Sulmona il fronte del sovrascorrimento è nuovamente esposto tra Pettorano sul Gizio e Roccapia, dove i depositi bacinali della Marsica orientale si accavallano sui carbonati di piattaforma del M. Rotella (unità Scontrone-Porrara) formando una piega con tendenza al rovesciamento verso oriente sul cui fianco raddrizzato è ancora preservato, presso l'abitato di Roccapia, un lembo dell'originaria copertura silicoclastica. Spostandoci ancora verso sud, l'accavallamento tra le strutture della Marsica orientale e le strutture dell'unità Scontrone-Porrara (mascherato dai depositi recenti del Piano delle Cinquemiglia e del Piano dell'Aremogna) dovrebbe passare tra il M. Pratello e il M. Arazzecca, per poi essere di nuovo esposto immediatamente a nord di Scontrone tra il M. I Tre Confini e il M. Spino Rotondo.

Se è corretta la nostra ricostruzione circa il non coinvolgimento della Montagna del Morrone nell'arco del Gran Sasso e se è corretta l'attribuzione della Montagna Grande all'unità Scontrone-Porrara (o ad un'unità immediatamente più interna), deriva come logica conseguenza che il *sole thrust* dell'insieme unità abruzzesi-Gran Sasso-Marsica orientale deve trovarsi a profondità relativamente modeste, quantomeno ad oriente della Montagna Grande e, a nord del Fucino, ad oriente dell'allineamento M. Velino-Antrodoco.

Circa l'età del trasporto orogenico, occorre distinguere tra età delle prime deformazioni compressive ed età del trasporto *in toto* fuori sequenza dell'insieme

unità abruzzesi-Gran Sasso-Monte Genzana già parzialmente strutturato. L'età delle prime deformazioni compressive è ben vincolata, nella Marsica occidentale, dall'età dei depositi silicoclastici concordanti con i carbonati di piattaforma (Messiniano pre-crisi di salinità, v. par. 10) e dall'età dei primi depositi discordanti, ben datati (Messiniano "lago-mare" ad affinità pannonica, v. COLACICCHI *et alii* 1967) nel piccolo affioramento di Le Vicenne. Per quanto concerne l'età dell'Arco del Gran Sasso, un limite inferiore sarebbe stabilito dalle calciruditi di Rigopiano, riconosciute da GHISETTI & VEZZANI (1990) come discordanti su diverse unità del sistema Gran Sasso e con queste coinvolte nel trasporto fuori sequenza. GHISETTI & VEZZANI (1990) attribuiscono i depositi pelitici immediatamente sovrastanti le calciruditi al Pliocene superiore, zona a *Gb. puncticulata*. Qualora venisse confermato per le calciruditi di Rigopiano il significato di ciclo trasgressivo più recente dei conglomerati di M. Coppe, coinvolto nel trasporto dell'arco del Gran Sasso (GHISETTI & VEZZANI 1990), dovremmo aspettarci un'età di trasporto molto più recente di quanto comunemente ammesso in letteratura non solo per l'arco del Gran Sasso ma anche per l'arco dei Sibillini che si sovrappone al primo nella sua terminazione occidentale. I depositi pliocenici a *Gb. puncticulata*, infatti, fanno parte di un ciclo (ciclo Pliocene inferiore *p.p.*-Pliocene superiore *p.p.*) interrotto da una fase di trasporto orogenico nel corso del Pliocene superiore (zona a *Gb. aemiliana*, subzona a *Gb. crassaformis crassaformis*).

#### 10. LE COPERTURE TERRIGENE DELLA PIATTAFORMA LAZIALE-ABRUZZESE, DELLA META E DEL MONTE GENZANA

Le successioni stratigrafiche della piattaforma laziale-abruzzese sono costituite, come ben noto in letteratura da una potente pila di carbonati mesozoici (v. ACCORDI & CARBONE 1988) ricoperti in disconformità da depositi miocenici prima carbonatici (calcarei a briozoi e litotamni), quindi calcareo-marnosi (calcarei e marne ad *Orbulina*) e finalmente silicoarenitici. Dai lavori di SCARSELLA (1951, 1959) è noto che i depositi di mare basso della piattaforma laziale-abruzzese dovevano far passaggio laterale verso ovest (allineamento Roma-Antrodoco-Posta) e verso nord (allineamento Posta-L'Aquila-Assergi-Campo Imperatore) a depositi bacinali di tipo umbro-marchigiano.

MANFREDINI (1965) ha riconosciuto una transizione a domini bacinali anche verso est, per la presenza di successioni marine profonde tra il Gran Sasso e la zona di Roccaraso che si ricordano a quelle descritte da COLACICCHI & PRATURLON (1965) nella Marsica orientale. Una transizione piattaforma-bacino da NW verso SE, infine, è stata riconosciuta anche nella Marsica occidentale (v. PAROTTO & PRATURLON 1975), con sviluppo di facies di scarpata dalla congiungente Pescasseroli-Alvito ai monti della Meta. Le successioni della Meta, sono da tutti considerate (MANFREDINI 1963; PAROTTO & PRATURLON 1975; PESCATORE 1963, 1965) come un elemento di raccordo tra le facies della piattaforma laziale-abruzzese e quelle del bacino molisano.

Le nostre indagini micropaleontologiche sono state indirizzate alla parte alta dei depositi carbonatici e alla parte bassa dei depositi terrigeni delle unità della piat-

taforma laziale-abruzzese, della Meta e del M. Genzana, con l'intento di ottenere una migliore definizione cronologica del primo *input* silicoclastico. Per quanto concerne la Marsica orientale, le campionature sono per il momento limitate alla zona di Roccapia dove, come già detto in precedenza, è conservato un piccolo ma importante affioramento di depositi silicoclastici in regolare sovrapposizione stratigrafica ai depositi preterrigeni. La successione miocenica è qui costituita da calcareniti a frammenti di briozoi e litotamni contenenti pectinidi e ostreidi, seguite da circa 5 m. di calcari marnosi a *Pecten* che si arricchiscono via via verso l'alto in foraminiferi planctonici. Seguono circa 3 m. di marne e calcari marnosi grigio-scuro che passano superiormente a depositi silicoclastici. La base della successione silicoclastica, ben esposta per soli 5-6 metri e poi largamente mascherata dalle coperture detritiche, è costituita da marne scure con intercalazioni centimetriche di siltiti. Campioni prelevati dai calcari marnosi a *Pecten* hanno fornito una associazione basso messiniana caratterizzata da foraminiferi planctonici banali e da abbondanti bentonici fra cui *B. minima*, *B. dilatata* e *B. arta*, associati ad *A. primus* e *T. aff. extensus*.

Le marne soprastanti contengono fin dalla base una microfauna ad abbondanti foraminiferi bentonici fra i quali *B. echinata* e *Rectuvigerina* spp. associati ad *A. primus*, *A. delicatus*, *T. aff. extensus* e *A. cfr. amplificus* e sono pertanto ascrivibili al Messiniano, zona a *B. echinata*. Le forme presenti nelle marne con intercalazioni di siltiti, al solito scarse e mal preservate, sono rappresentate solamente da rari esemplari di *A. primus* associati a foraminiferi planctonici e bentonici rimaneggiati o poco significativi per l'intervallo considerato, che non aiutano a definire meglio l'età di inizio nella sedimentazione silicoclastica. Resta comunque accertato che l'*input* silicoclastico arenitico comincia quantomeno nella parte bassa (in nessun campione sono stati finora rinvenuti *A. amplificus* e *G. multiloba*) della zona a *B. echinata*.

Per quanto riguarda le unità della piattaforma laziale-abruzzese esterne al fronte dei Monti Simbruini, il risultato più interessante è stato ottenuto nella zona di Aschi dove la parte alta delle marne ad *Orbulina*, ancora priva di componente arenitica silicoclastica, si estende quantomeno al Messiniano basale per la presenza, fra i nannofossili, di *A. primus*, *A. delicatus* e *T. aff. extensus*. Nella zona di Tornimparte al tetto delle marne ad *Orbulina*, qui ricche di pteropodi, è presente un'associazione a *D. icarus*, *B. arta*, *B. dilatata* e *B. minima*. Essendo però le associazioni a foraminiferi bentonici del tutto confrontabili con quelle presenti al tetto dei calcari marnosi a pecten della sezione di Rocca Pia, è verosimile che anche il tetto delle marne ad *Orbulina* di Tornimparte raggiunga il Messiniano pre-zona a *B. echinata*. Per quanto riguarda la parte bassa dei depositi terrigeni, un'età sicuramente messiniana (presenza di *A. amplificus*) è documentabile soltanto nelle zone di Ovindoli e Opi. Per il resto (es. Petrella Liri, Pescina e Tornimparte) la presenza dei soli *A. delicatus* e/o *A. primus* e la quasi totale assenza o poca significatività dei foraminiferi planctonici non hanno permesso una definizione migliore di quella ottenuta dal tetto delle marne ad *Orbulina*.

Nelle successioni della Meta la ricerca è stata infruttuosa, dal momento che tutti i campioni prelevati dai depositi silicoclastici affioranti tra S. Biagio Saracinisco e La Selva non hanno dato risultati significativi.

I dati esposti consentono di affermare che a partire dalla Marsica occidentale i domini abruzzesi sono stati incorporati nell'avanfossa appenninica nel corso del Messiniano inferiore. Questi dati, inoltre, sembrano indicare che l'inizio della sedimentazione terrigena non sia stato dappertutto coevo e che si sia verificata una progradazione dalle aree più interne (Carseolani-Marsica occidentale) a quelle più esterne (Marsica orientale) dove l'*input* silicoclastico arenitico ha raggiunto il bacino di sedimentazione sicuramente dopo la comparsa di *B. echinata*. Non si conoscono, nei flysch abruzzesi, registrazioni sia pur indirette della crisi di salinità. Non possiamo tuttavia escludere che i termini più elevati della successione manchino per erosione, considerato che i primi sedimenti che testimoniano l'incorporazione del bacino di avanfossa nel sistema di catena appartengono al Messiniano sommitale (COLACICCHI *et alii* 1967) e giacciono in discordanza angolare direttamente sul substrato carbonatico.

## 11. LE UNITÀ MOLISANE

Ad esclusione del lavoro di SELLI (1962), la gran parte della letteratura geologica dall'inizio degli anni '60 in poi è concorde nel ricondurre le unità molisane a un dominio bacinale esterno rispetto al dominio di piattaforma del Matese. Esula dagli obiettivi di questa nota discutere i vari lavori pubblicati sull'argomento e le numerose proposte, con relative variazioni sul tema, che sono state avanzate circa i possibili modelli palinospastici. Citiamo qui soltanto i lavori di SGROSSO (1986) e di CASERO *et alii* (1988), come esempi di massima e minima complessità paleogeografica prospettata. Nel seguito, pertanto, faremo riferimento soltanto ai lavori che portano dati originali sugli argomenti da noi trattati, rimandando ad AMORE (1990); D'ARGENIO (1988) e a SENATORE (1988), con relativa bibliografia, per una rassegna storica più completa.

Nelle falde molisane sono distinguibili quattro unità tettoniche rappresentate, dall'esterno verso l'interno, dall'unità della Daunia, dall'unità di Tufillo, dall'unità di Agnone e dall'unità di Frosolone (v. PATAUCA *et alii* 1990a).

MOSTARDINI & MERLINI (1986) considerano la Daunia come un'unità più esterna, riconducibile al bacino apulo. Questa interpretazione ci sembra inaccettabile per una serie di ragioni tra le quali assumono particolare significatività la gradualità delle variazioni laterali di facies tra le successioni dell'unità Tufillo e le successioni dell'unità Daunia, lo sviluppo di depositi silicoclastici inframessiniani nella parte altissima delle successioni daune e la presenza di depositi del Pliocene a *Gb. puncticulata* (Fm. Panni in CROSTELLA & VEZZANI 1964) trasgressivi con forte discordanza angolare sui depositi dell'unità della Daunia già interessati da severe deformazioni compressive. Ricordiamo qui per inciso che depositi coevi a *Gb. puncticulata* ricoprono stratigraficamente in concordanza angolare i carbonati dell'unità Casoli-Bomba i quali nella ricostruzione palinospastica di MOSTARDINI & MERLINI (1986) dovrebbero appartenere ad un dominio paleogeografico più interno di quello della Daunia.

Nelle unità Daunia, Tufillo e Agnone la parte più bassa della successione, direttamente sovrastante i depositi pliocenici dell'unità Casoli-Bomba o dell'avampese adriatico-apulo, è costituita ovunque da argille



rosse e verdi con sottili intercalazioni di radiolariti e calcilutiti manganesifere cui seguono marne rosse con intercalazioni di calcareniti torbiditiche e di calciruditi debritiche, queste ultime ben sviluppate soprattutto nell'unità di Agnone. L'età è Oligocene superiore(?) - Burdigaliano con presenza di *Gd. trilobus* alla base delle marne rosse. Seguono ancora risedimenti carbonatici ricchi in materiale di piattaforma, rappresentati prevalentemente da calciruditi con liste di selce nelle unità di Agnone e Tufillo e da biocalcareni torbiditiche nell'unità della Daunia, cui si intercalano marne verdi di età langhiana per la presenza di *O. suturalis* e *O. bilobata* fin dalla base. La successione prosegue ancora con calcareniti e calcilutiti ad *Orbulina*, sempre più marnose verso l'alto, di età serravalliano-tortoniana; queste ultime, molto bene sviluppate soprattutto nelle unità Daunia e Tufillo, sono conosciute in letteratura rispettivamente con il nome improprio di "Flysch di Faeto" (v. CROSTELLA & VEZZANI 1964) e con il nome di formazione Tufillo (v. SELLI 1962). Da rimarcare la presenza di quarzareniti numidiche langhiane nelle unità Daunia e Tufillo (PATACCA *et alii* 1990b) e la presenza di spesse bancate di arcosi e arcosi litiche nell'unità Tufillo. Queste ultime sono intercalate a più altezze nei depositi calcarei del Tortoniano inferiore senza peraltro che si realizzi alcuna mescolanza tra materiale carbonatico e materiale silicoclastico. La parte alta della successione è costituita ovunque da depositi terrigeni di tipo flysch, ben sviluppati soprattutto nell'unità di Agnone (v. anche CIVITELLI & CORDA 1988).

Questi depositi acquisiscono marcati caratteri di distalità nell'unità Tufillo e ancor più nell'unità Daunia (PATACCA *et alii* 1990a).

Nell'unità Frosolone la successione è più completa nella sua porzione inferiore, essendo preservati anche i termini giurassico-cretacici e paleogenici (PESCATORE 1963, 1965; PIERI 1966; SIGNORINI & DEVOTO 1962). Le dolomie di Pesche e Carpinone, attribuite in letteratura (PESCATORE 1965) e nella carta geologica ufficiale al Trias superiore sono in realtà depositi di scarpata di età non più vecchia del Dogger dal momento che sono costituite da brecce e calcareniti massive quasi del tutto dolomitizzate contenenti *Protopenneroplis striata*. I clasti delle calciruditi, di età Trias superiore e Lias, derivano quasi esclusivamente da aree di piattaforma carbonatica. Queste stesse brecce, associate a radiolariti ed argilliti silicee, sono state incontrate nel pozzo Frosolone 2 alle profondità 980-2725, 2772-3540 e 3896-3993 (fondo pozzo). L'area alimentatrice va identificata con l'attuale massiccio del Matese nella cui porzione occidentale sono ben esposte facies di transizione tra la piattaforma laziale-abruzzese (Matese meridionale) e il bacino molisano (CLERMONTÉ & PIRONON 1979; IETTO 1969; PESCATORE 1965; SGROSSO & TORRE 1968). La parte miocenica della successione di Frosolone è costituita da depositi bacinali in facies di "scaglia cinerea" (marne e calcareniti fini con liste di selce che sostituiscono lateralmente le argille rosse e verdi delle unità molisane più esterne), sormontati da calciruditi debritiche in bancate metriche amalgamate, di età langhiano-serravalliana *p.p.* (per l'età del tetto vedi sezione di Macchiagodena in AMORE 1990). Al di sopra delle calciruditi si sviluppano, come nel resto delle unità molisane, calcari e marne ad *Orbulina* (formazione di Longano in SELLI 1957) più marnose a partire dal Tortoniano superiore.

Nelle pagine che seguono sarà data una breve descrizione dei depositi terrigeni e della parte più alta dei

depositi pre-terrigeni presenti nelle varie unità molisane, procedendo dalle più esterne alle più interne. Prima di passare alla descrizione delle singole unità c'è da rimarcare che la definizione dell'età di inizio della sedimentazione silicoclastica in questi domini di bacino persistente è resa alquanto difficoltosa dal fatto che la parte alta dei carbonati è ovunque rappresentata da depositi calcitorbiditici (biocalcareni e marne) contenenti associazioni mal preservate e affette da intensi fenomeni di rimaneggiamento. Abbiamo cercato di filtrare l'effetto del rimaneggiamento attraverso l'analisi di un gran numero di campioni al fine di rilevare, su una casistica abbastanza ampia, la presenza dei *taxa* più recenti di norma diluiti nella gran massa di forme più antiche o scarsamente significative per l'intervallo considerato. Si è inoltre tentato di ovviare alla scarsità dei delicati *markers* alto tortoniano-messiniani comunemente usati utilizzando forme alternative più frequenti come proposto da AMORE (1990).

#### Unità Daunia

Le marne e i calcari marnosi con sporadiche intercalazioni calcitorbiditiche fini che formano la parte alta della formazione Faeto passano superiormente ad una successione di alcune centinaia di metri di spessore costituita prima da peliti (10-15 m.) e poi da peliti con intercalazioni sottili di arenarie fini a laminazione convoluta (formazione Trete in PATACCA *et alii* 1990a), impropriamente definita in letteratura come "marne di Topo Capuana". Le marne di Topo Capuana nella località tipo costituiscono in realtà la parte altissima di una successione messiniana di bacino *piggy-back* discordante sulle falde sannitiche e con queste tettonicamente trasportata sulle falde molisane (v. PATACCA *et alii* 1990a). Poco a sud dell'area rappresentata in Fig. 1, campioni prelevati dalle marne e dai calcari marnosi che costituiscono la parte più alta della formazione Faeto hanno rivelato un'età prossima al limite Tortoniano superiore-Messiniano per la presenza di *A. primus*, *D. blackstockae* e *D. triradius* associati a *Gb. suterae*.

Nell'area di Furci-Gissi, inoltre, CIARANFI *et alii* (1980) segnalano all'interno della successione pelitico-arenacea *Gb. mediterranea*, *Gb. conomiozea* e *G. multiloba*. Resta dunque provata l'età messiniana pre-gessi dell'inizio della sedimentazione silicoclastica.

Tra la valle del Sinello e la valle del Biferno affiora estesamente un complesso caotico costituito da argille varicolori che inglobano masse di gesso con associati tripoli e calcare di base. Solo in poche località (es. Mafalda) i gessi sembrano poggiare stratigraficamente sui depositi silicoclastici dell'unità Daunia, ma i contatti sono sempre mal esposti. Gli studi sono tuttora in corso e i dati fino ad oggi raccolti non consentono di definire univocamente i rapporti tra evaporiti apparentemente non imballate nelle argille varicolori e successioni daune, e non consentono altresì di attribuire un significato univoco al complesso caotico.

#### Unità di Tufillo

La parte alta dei depositi dell'unità Tufillo è rappresentata, come già detto in precedenza, da una successione torbiditica fine che si organizza in sequenze Tc-e (formazione Olmi in PATACCA *et alii* 1990a). Questa successione, costituita da marne argillose e argille grigio-scure con intercalazioni sottili di arenarie, è caratterizzata nei primi 50 metri da sporadici eventi tor-

biditici a composizione più carbonatica. Tali eventi sono rappresentati da calcareniti silicoclastiche fini e da marne chiare, queste ultime rappresentanti l'intervallo pelitico risedimentato T<sub>e</sub> della sequenza di Bouma. La formazione Olmi affiora con ottime esposizioni nella sinclinale di Roccapinalveti e lungo la valle del Trigno. Campioni prelevati dalla parte bassissima della successione silicoclastica hanno rivelato un'età già messiniana per la presenza di *D. triradiatus*, *A. primus* e *T. aff. extensus*. I nannofossili sono associati a numerosi foraminiferi bentonici appartenenti ai generi *Brizalina* e *Bolivina*, oltre che a foraminiferi planctonici poco significativi. In tutto il resto dell'intervallo silicoclastico il contenuto fossilifero è risultato scarso e banale (rari e mal preservati esemplari di *Gb. cfr. suteræ*, *A. primus* e *D. blackstockæ*). Solamente nella parte più alta (finestra tettonica a ovest di Lucito) abbiamo rinvenuto rari esemplari di *G. multiloba*.

#### Unità Agnone

I depositi silicoclastici costituenti il flysch di Agnone sono ripartibili (v. DEL PRETE 1979) in tre membri da noi denominati, a partire dal basso, membro Verrino, membro Poggio-Villanelle e membro Sente dai nomi delle località ove questi intervalli affiorano con le migliori esposizioni. Il membro Verrino è nel complesso una megasequenza negativa (strati arenitici più spessi e più grossolani verso la parte alta dell'intervallo) facente passaggio graduale al sovrastante membro Poggio-Villanelle. Nel membro intermedio si ha il massimo sviluppo di depositi arenitici grossolani che costituiscono anche bancate metriche amalgamate. Questo intervallo è caratterizzato da intercalazioni di biocalcareni e calciruditi risedimentate nonché da blocchi sparsi e da olistoliti di grandi dimensioni di calcari a briozoi e litotamni, calcari di piattaforma a rudiste, calcareniti a frammenti di rudiste, calcareniti a lepidocicline e calcari marnosi ad *Orbulina*. Belle esposizioni sono presso il cimitero di Poggio Sannita e soprattutto in località Villanelle tra Agnone e Belmonte Sannio. Nel membro Sente, rappresentato da argille e marne grigie con intercalazioni centimetriche di arenarie fini (sequenze torbiditiche Tc-e), il flysch di Agnone riacquista gradualmente caratteri di distalità.

Numerosi campioni prelevati al tetto dei depositi calcitorbiditici costituenti la parte alta della successione pre-terrigena hanno costantemente fornito associazioni indicative di un generico Tortoniano superiore (*D. quinqueramus* e *Gd. obliquus extremus*); solamente alcuni campioni provenienti dal tetto dei carbonati a NNE di M. Capraro hanno fornito esemplari di *D. triradatus* e *A. primus* indicativi di un'età prossima al limite tra il Tortoniano superiore e il Messiniano. Che la parte alta dei depositi pre-terrigeni dell'unità di Agnone si spinga all'interno del Messiniano è però documentata dalla presenza di *A. cfr. amplificus* associato a *D. blackstockæ* alla base dei depositi silicoclastici della sezione di Collelungo a ovest dei M. Pizzi (AMORE 1990). Come per la formazione Olmi, anche per il flysch di Agnone le numerose analisi micropaleontologiche effettuate su campioni prelevati all'interno della successione silicoclastica non hanno dato risultati significativi (scarsi esemplari di *D. triradiatus*, *A. cfr. primus*, *Gb. cfr. suteræ*), ad eccezione di pochi campioni provenienti dalle marne del membro Sente nei quali sono presenti *Gb. cfr. conomiozea* e *G. multiloba* assieme a foraminiferi bentonici indicativi della zona a *B. echinata*.

Nella zona tra Pietrabbondante e Castelverrino SGROSSO *et alii* (1988) segnalano la presenza di gessi all'interno delle silicoclastiti del flysch di Agnone. Abbiamo cercato a lungo, ma invano, di ritrovare questo affioramento che costituirebbe l'unica prova della registrazione della crisi di salinità nei depositi terrigeni delle unità molisane.

Data l'importanza del problema, abbiamo chiesto a I. SGROSSO di guidarci sull'affioramento, ma lui stesso non ha più ritrovato questo controverso livello gessifero. Al momento non ci sentiamo di dare per scontata la presenza di gessi nel flysch di Agnone, presenza che porterebbe a ringiovanire non poco il membro Poggio-Villanelle nonché gli omologhi depositi silicoclastici grossolani della successione di Frosolone.

#### Unità di Frosolone

E' opportuno distinguere le successioni che compongono l'unità di Frosolone in successioni settentrionali, affioranti lungo il versante orientale dell'anticlinale di Frosolone e successioni meridionali, affioranti tra il bordo meridionale di questa struttura e il margine nord del Matese. Questa distinzione è resa necessaria dal fatto che l'evoluzione da depositi carbonatici a depositi silicoclastici è alquanto diversa procedendo da sud verso nord. Nelle aree meridionali la parte alta della formazione di Longano è costituita da una successione di calcitorbiti (sequenze Tc-e e Tb,c,e) del Tortoniano superiore (associazione a *D. quinqueramus* e *D. berggrenii*) che verso l'alto si arricchiscono velocemente in materiale silicoclastico. Nelle ultime decine di metri la successione, sempre organizzata in sequenze Tc-e e Tb,c,e, sono costituite da arenarie calcaree lastriformi, marne e argilliti scure (Castelpizzuto, Bottone). Immediatamente prima dell'input terrigeno AMORE (1990) segnala la presenza di *D. triradiatus* nella sezione di Castelpizzuto e di *A. aff. primus* nella sezione Trignete, indicativi della parte altissima del Tortoniano superiore. Si passa quindi ad una successione più francamente silicoclastica rappresentata da un centinaio di metri di argille e marne grigie con intercalazioni di arenarie (flysch di Cantalupo in PATACCA *et alii* 1990a). Nella parte alta di questo intervallo è presente un livello marnoso nel quale sono dispersi clasti e blocchi formati da calcari a rudiste, calcareniti a frammenti di rudiste e calcari miocenici a briozoi e litotamni (es. cava lungo la strada Cantalupo-Roccamandolfi). Seguono, con brusco passaggio, arenarie torbiditiche grossolane a composizione arcoscio-litica, in bancate metriche con marcati caratteri di prossimalità. Al tetto delle breccie, subito sotto le arenarie grossolane, abbiamo rinvenuto insieme a forme alto tortoniane esemplari di *T. aff. extensus* indicativo del Messiniano inferiore.

L'orizzonte clastico grossolano che separa la successione di Cantalupo dalle arenarie grossolane marca, come vedremo nel seguito, un evento tettonico molto importante (v. anche CIAMPO *et alii* 1983) a seguito del quale il dominio Matese da zona marginale esterna di avanfossa diventa parte integrante del fronte appenninico (PATACCA *et alii* 1990a).

Nelle successioni settentrionali, dove si sviluppano complessivamente facies più distali rispetto a quelle meridionali, l'apporto silicoclastico legato alla deposizione del flysch di Cantalupo è rappresentato da poche decine di metri di argilliti e marne con rare e sottili intercalazioni di calcareniti contenenti materiale silicoclastico e ancor più rare intercalazioni di arenarie

calcareae a grana fine (Acquevive). Questo intervallo passa bruscamente ad arenarie grossolane (flysch di S. Elena in PATACCA *et alii* 1990a) del tutto identiche per composizione e facies a quelle descritte nelle successioni meridionali. In queste arenarie è presente (es. località Terrigno a ESE di Macchiagodena) uno spesso livello calcarenitico del tutto simile a quello che accompagna l'orizzonte ad olistoliti del membro Poggio-Villanelle del flysch di Agnone.

I vari tentativi di datare le arenarie di S. Elena sono risultati infruttuosi dal momento che la gran parte dei campioni presi nei sottili livelli marnosi ad esse intercalati hanno fornito faune scarse, mal preservate e indicative di un generico Tortoniano superiore (associazione a *D. surculus* e *D. quinqueramus*). Solamente alcuni campioni provenienti dalla base delle arenarie in località Mass. de Salvio, a sud di Macchiagodena, hanno fornito rari esemplari di *D. triradatus*. L'attribuzione delle arenarie di S. Elena al Messiniano inferiore è quindi fatta sulla base della loro posizione stratigrafica.

In conclusione, prescindendo dai depositi terrigeni del Tortoniano superiore delle successioni meridionali (Castelpizzuto, Bottone) sui quali torneremo nel prossimo paragrafo, possiamo dire che i domini molisani diventano bacino di avanfossa nel Messiniano pre-crisi di salinità, come i domini della piattaforma laziale-abruzzese esterni al fronte dei Monti Simbruini. La presenza di *T. aff. extensus* che consente di correlare la base dei depositi terrigeni delle aree più interne del dominio Frosolone con la base dei depositi terrigeni della successione Tuffillo, la presenza di *G. multiloba* nella parte alta sia del flysch di Agnone che della formazione di Olmi e le variazioni laterali di facies dal dominio Frosolone (facies prossimali) ai domini Tuffillo e Daunia (facies distali), suggeriscono comunque che non devono essersi verificate sensibili progradazioni del prisma sedimentario d'avanfossa nell'intervallo temporale compreso tra la comparsa di *T. aff. extensus* e la comparsa di *G. multiloba*. L'unica pulsazione significativa è rappresentata dall'orizzonte con olistoliti presente nel membro Poggio-Villanelle del flysch di Agnone.

Per quanto concerne i tempi della deformazione e del trasporto orogenico, possiamo dire che le unità molisane sono state raggiunte dal fronte della compressione nel corso del Messiniano stesso. Abbiamo già visto parlando dell'unità Scontrone-Porrara che il wild-flysch messiniano superiore di Castelnuovo al Volturino contiene olistoliti di rocce già litificate e deformate provenienti dalle falde molisane. Un ulteriore vincolo sull'età di deformazione (prescindendo dai gessi, i cui rapporti con i depositi dell'unità Daunia non sono definitivamente chiariti) proviene dall'esistenza di depositi di sicura età messiniana superiore poggianti sulle falde molisane e con queste trasportati sulle unità più esterne (Scontrone-Porrara e Maiella). Si tratta di conglomerati calcarei polimitici passanti superiormente ad argille e siltiti grigio-scure con livelli di gessareniti.

Questi conglomerati, probabilmente riconducibili ad un bacino *piggy-back* impostato sul dorso delle falde molisane e da noi denominati "conglomerati di Palena", sono stati confusi in letteratura (GHISSETTI & VEZZANI 1983) con i conglomerati a *Sphaeroidinellopsis* della Maiella. Essi affiorano in un sistema di scaglie fuori sequenza che coinvolge anche la successione del M.

Porrara. Le argille intercalate ai conglomerati contengono un'ostracofauna (*Loxoconcha djaffarovi*, *Cypri-deis* spp., *Candona* sp. ecc.) indicativa del Messiniano "lago-mare" ad affinità pannonica. Circa l'età di trasporto delle falde molisane sull'unità Scontrone-Porrara non possiamo dire se essa sia avvenuta verso la fine del Messiniano o nel corso del Pliocene inferiore dal momento che, come già detto nel par. 7, non abbiamo mai rinvenuto nei depositi silicoclastici dell'unità Scontrone-Porrara termini più recenti del Messiniano superiore.

## 12. IL FRONTE APPENNINICO MESSINIANO NEI MONTI SIMBRUINI E NEL MASSICCIO DEL MATESE

Nel Tortoniano superiore i massicci calcarei degli Ernici-Simbruini e del Matese facevano parte di un unico bacino di avanfossa (v. PATACCA *et alii* 1990a) i cui depositi sono oggi rappresentati rispettivamente dal flysch di Frosolone e dal flysch di Pietraroia. Nelle originarie aree di avampaese i depositi del Tortoniano superiore erano rappresentati essenzialmente da sedimenti emipelagici (Marsica occidentale) e da calcitorbiditi (domini molisani). Le ultime evidenze di *input* silicoclastico di età tortoniana superiore sono rappresentate dalle calcareniti terrigene e dalle arenarie calcaree presenti al tetto della formazione Longano dell'unità di Frosolone (Castelpizzuto, Bottone, Acquevive). Questo stesso tipo di deposito si ritrova ancora nel Matese settentrionale (es. Gallo, Roccamandolfi), mentre più a sud viene sostituito dal flysch di Pietraroia.

Nel Matese settentrionale (es. Gallo), al di sopra delle calcareniti terrigene e attraverso un graduale incremento di *input* silicoclastico si sviluppano arenarie, marne e argille (sequenze Tc, e<sub>1</sub>, e<sub>p</sub>) che si organizzano nel complesso in una megasequenza negativa (flysch di Castellone in PATACCA *et alii* 1990a). L'età di queste arenarie, classificabili petrograficamente come litareniti feldspatiche, è definita dalla presenza di *A. primus* e *D. triradiatus* al tetto delle ultime calcareniti terrigene (Gallo). Anche nel Matese meridionale si verifica al tetto del flysch di Pietraroia un cambiamento di facies con aumento della granulometria dei depositi arenitici e con sviluppo di imponenti frane sottomarine a spese di argille varicolori, calcareniti e marne spicolitiche derivanti dalle falde sannitiche (flysch del T. Torbido in PATACCA *et alii* 1990a). Seguono (es. nei dintorni di M. Cigno a NNW di Cerreto Sannita) arenarie identiche per composizione facies ed età a quelle di S. Elena. Nel Matese, tuttavia, queste arenarie (flysch di M. Cigno) vanno a ricoprire termini diversi (fino ai calcari cretatici) di un substrato tettonizzato ed estremamente accidentato. Le arenarie, inoltre, contengono blocchi di varia dimensione di calcari a rudiste, calcari a briozoi e litotamni, calcari marnosi a *Orbulina*. A partire da questo momento, pertanto (e preceduto da un incremento nell'*input* silicoclastico come testimoniato dai flysch del T. Torbido e di Castellone) il Matese è incorporato nel sistema di catena e va a costituire il margine interno della avanfossa dei flysch molisani che alimenta le breccie di Cantalupo.

Nei Monti Simbruini deve essersi verificata una successione di eventi simili a quella descritta per il Matese, dal momento che anche qui su un substrato fortemente accidentato poggiano direttamente depositi sili-

oclastici con alla base spesse intercalazioni di breccie calcaree (Breccie della Renga, v. COMPAGNONI *et alii* 1990; DEVOTO 1967; SANTO & SGROSSO 1988) provenienti dalle falesie che formavano il fronte appenninico (v. anche PATACCA *et alii* 1990a).

Campioni prelevati da livelli pelitici presenti nella parte più bassa delle breccie della Renga hanno rivelato la presenza di *A. primus*, *A. delicatus* e *A. cfr. tricorniculatus*. I Monti Simbruini, pertanto, dovevano costituire nel Messiniano pre-evaporitico il margine interno dell'avanfossa dei flysch abruzzesi. Correlando le situazioni settentrionali con quelle meridionali dobbiamo concludere che nel Messiniano inferiore poco prima della comparsa di *B. echinata* il fronte della catena era costituito dall'insieme già deformato Simbruini-Matese e che all'esterno del fronte doveva svilupparsi un unico bacino di avanfossa, esteso quantomeno dall'Abruzzo al Molise, con asse fortemente discordante rispetto ai limiti delle zone isopiche mesozoiche. E' forse non inutile precisare che il fronte appenninico messiniano non coincide con il fronte attuale della struttura Simbruini e della struttura Matese, dal momento che tanto i Simbruini quanto il Matese sono stati ricoinvolti dalla tettonica compressiva, con trasporti

fuori sequenza che hanno profondamente modificato il primitivo assetto strutturale.

### 13. CONSIDERAZIONI CONCLUSIVE E PRINCIPALI PROBLEMI APERTI

L'area presa in considerazione in questa nota è parte di un segmento di catena la cui struttura geologica non è stata ancora sufficientemente definita e la cui ricostruzione cinematica costituisce un obiettivo di ricerca di notevole interesse scientifico sia teorico che pratico. Le usuali operazioni di retrodeformazione delle strutture tettoniche e di bilanciamento dei volumi rocciosi coinvolti nel trasporto orogenico sono qui particolarmente difficili, vuoi per la paleogeografia molto articolata degli originari domini di avampaese (non parallelismo tra facies di piattaforma e facies di bacino, con limiti talora addirittura ortogonali agli assi dei bacini di avanfossa), vuoi per la progressione non cilindrica della deformazione, con sviluppo di grandi strutture arcuate fuori sequenza e con generazione di sistemi *duplex* non continui lungo l'intero segmento analizzato. La Fig. 4 è un tentativo di ricostruzione palin-

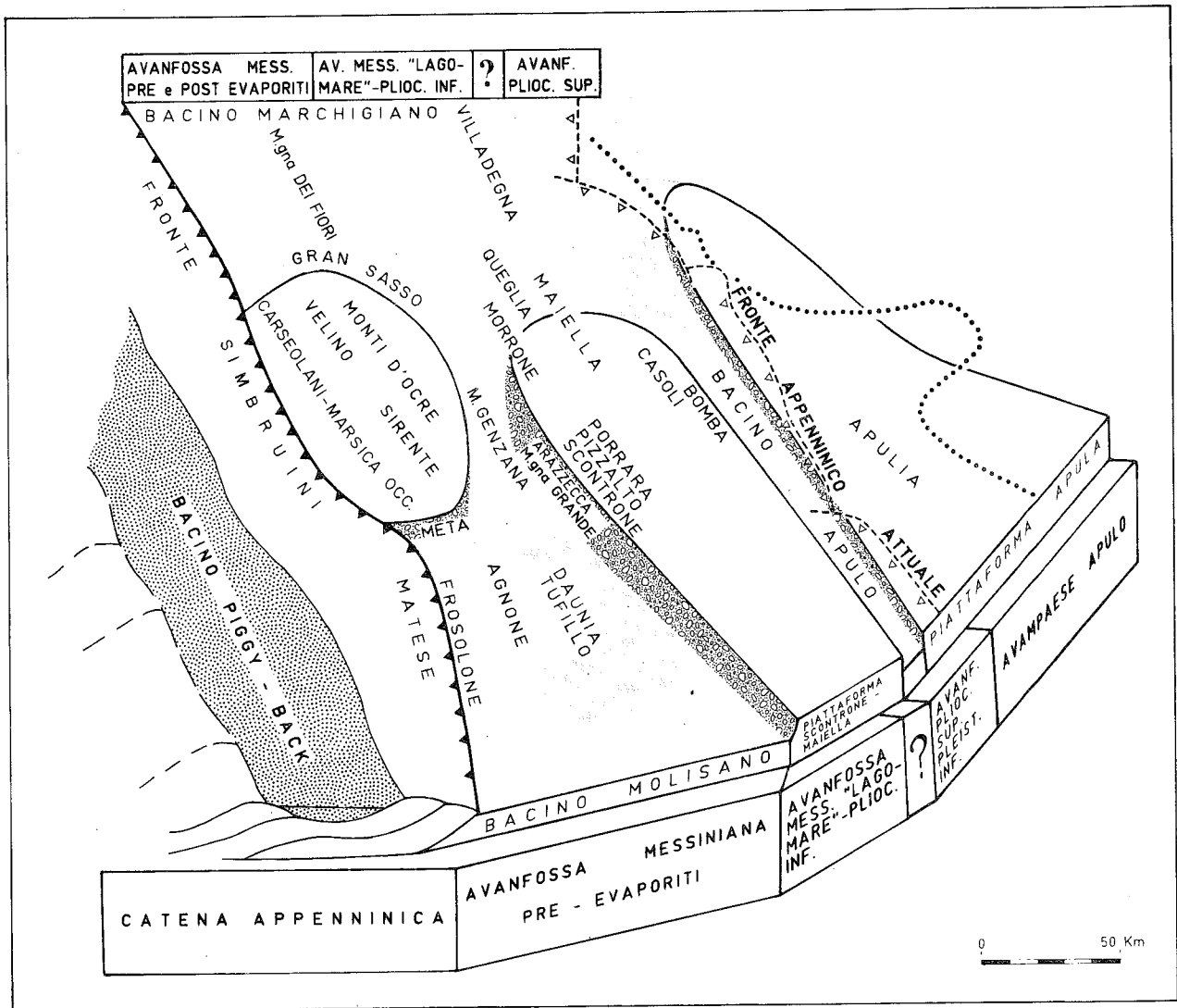


Fig. 4 - Schema palinspastico, riferito al Messiniano inferiore, dei domini abruzzesi e molisani compresi tra il fronte Simbruini-Matese e l'attuale avampaese adriatico-apulo. Come spiegato nel testo, il fronte messiniano Simbruini-Matese non coincide con quello attuale perché l'antico margine di catena è stato ripreso da trasporti fuori sequenza.

spastica, sia pur grossolana, degli originari domini paleogeografici all'esterno del fronte messiniano Simbruini-Matese e all'interno dell'attuale fronte appenninico. I limiti tra aree di piattaforma e aree di bacino si riferiscono alle facies giurassico-cretaciche, con l'eccezione del bacino apulo i cui limiti si riferiscono alle facies del Cretacico superiore-Paleocene. I due principali strumenti utilizzati per la rilocalizzazione dei domini paleogeografici, oltre all'analisi delle facies e ai rapporti geometrici tra le varie unità tettoniche, sono stati l'età di inizio e di fine (ove possibile) della sedimentazione dei depositi silicoclastici di tipo flysch (incorporazione nei bacini di avanfossa di domini d'avampaese via via più esterni) e l'età della prima deformazione compressiva registrata da ciascuna unità (progressiva incorporazione di aree di avanfossa/avampaese nel sistema di catena). Questo approccio è stato guidato dall'idea che la migrazione spazio-temporale dei bacini di avanfossa sia l'espressione geologica più evidente del progressivo arretramento dall'asse di flessione della piastra litosferica d'avampaese. Riteniamo inoltre (v. PATACCA *et alii* 1990a) che la migrazione della subsidenza flessurale nei bacini di avanfossa, lo sviluppo di cicli tettonosedimentari in bacini *piggy-back* impostati sul dorso delle coltri, la progressiva incorporazione nel sistema di catena di segmenti d'avampaese via via più esterni e l'apertura, alle spalle dei *thrusts* attivi, di bacini estensionali migranti in parallelo con i bacini di avanfossa siano espressioni diverse di un unico processo di "roll-back" nella litosfera dell'avampaese. Utilizzando lo schema palinspastico di Fig. 4 e l'età d'inizio della sedimentazione silicoclastica nei vari domini si ottiene, per l'area studiata, un valore della velocità media di arretramento dell'asse di flessione della piastra d'avampaese pari a 3.0-3.5 cm/anno. Nel generale processo di *roll-back* nella litosfera adriatico-apula, lo sviluppo di archi fuori sequenza accompagnati da sensibili rotazioni di strutture già formate in precedenza costituiscono in Appennino non un'anomalia cinematica ma la norma. Essi rappresentano, a nostro avviso, l'espressione superficiale di un diverso incurvamento verso il basso (maggiore nella parte concava degli archi) di segmenti litosferici adiacenti, con accomodamento delle parti attraverso strappi profondi aventi il ruolo di "free boundary" *sensu* ROYDEN *et alii* (1987). Ovviamente questi strappi litosferici devono andare ad esaurirsi in corrispondenza della parte più arretrata dell'asse di flessione.

Partendo dal Messiniano inferiore, quando i Monti Simbruini e il Matese costituivano il margine attivo della catena, l'avanfossa si è spostata progressivamente dai domini della Marsica occidentale e di Frosolone fino al margine interno dell'attuale avampaese adriatico-apulo. Tutte le successioni stratigrafiche presenti nell'area studiata, ad eccezione di quelle dell'unità Casoli-Bomba, mostrano verso l'alto uno sviluppo a depositi silicoclastici di tipo flysch che marcano l'incorporazione del relativo dominio paleogeografico nel sistema di avanfossa. L'assenza di depositi silicoclastici arenitici nel Pliocene di Casoli-Bomba, in evidente contrasto con lo sviluppo di prismi clastici coevi deposti in bacini *piggy-back* sul dorso di unità più interne già deformate, pone il problema della mancanza di un bacino d'avanfossa nell'intervallo temporale che va dalla parte alta della zona a *Gb. punctulata*/*Gb. margaritae* a buona parte della zona a *Gb. aemiliana*.

Questa assenza appare ancora più strana se si tiene conto che nello stesso intervallo temporale vi sono

chiare evidenze di processi estensionali in atto nel bacino tirrenico (v. SARTORI 1989). Una possibile spiegazione, che avanziamo a livello di pura ipotesi di lavoro, è che un bacino di avanfossa si sia effettivamente sviluppato tra il dominio di Casoli-Bomba e la Maiella quando quest'ultima cominciava a subire un'inversione tettonica (emergenza della rampa frontale), ma che questo bacino d'avanfossa sia rimasto sepolto sotto l'unità Maiella quando questa si è accavallata sull'unità Casoli-Bomba. Un'ipotesi di questo genere implica necessariamente una quantità di raccorciamento tra l'anticlinale di rampa della Maiella e le strutture sepolte di Casoli e Bomba di gran lunga maggiore di quanto finora supposto. Di questo possibile ma ancora ipotetico accorciamento non si è tenuto conto nella ricostruzione proposta nello schema di Fig. 4 dove il problema è comunque evidenziato attraverso un punto interrogativo. Dal confronto fra la Fig. 4 e la Fig. 1, e senza introdurre un forte raccorciamento fra l'unità Maiella e l'unità Casoli-Bomba, si ottiene un tasso di accorciamento complessivo minimo di poco superiore al 50% che probabilmente rappresenta una stima per difetto.

Un altro problema completamente aperto è rappresentato dal complesso caotico con masse di gesso imballate largamente affiorante ad est della Maiella e lungo il fronte appenninico tra la valle del Sinello e la valle del Biferno (v. Fig. 1), nonché dai gessi (con associati tripoli e calcare di base) che sembrano poggiare con contatto stratigrafico inconforme sui depositi torbiditici distali della formazione Trete (non rappresentati nella Fig. 1 per ragioni di scala). Laddove venisse accertata la natura stratigrafica del contatto tra queste successioni evaporitiche che non sembrano far parte del complesso caotico e le sottostanti successioni daune, si avrebbe una migliore definizione dell'età (Messiniano inferiore pre-crisi di salinità) delle prime deformazioni compressive nelle unità molisane e si disporebbe altresì di una sorgente vicina per le grandi masse di gesso imballate nel complesso caotico.

Quanto al complesso caotico, infine, esso è ancora tutto da studiare. Nella valle dell'Aventino abbiamo rinvenuto nelle argille varicolori caotiche lenti di argille e argille sabbiose contenenti una microfauna marina a *Gb. margaritae*. In via puramente ipotetica si può supporre che i terreni caotici molisani siano correlabili per età (Pliocene inferiore) e significato (frammenti catastrofici sottomarini) con il complesso caotico del Tarrente Calaggio, largamente affiorante in tutto l'Appennino meridionale. Quest'ultimo nella zona di Avellino-Benevento ricopre i depositi del ciclo del T. Braneta (depositi di bacino *piggy-back* di età compresa tra il Messiniano superiore "lago-mare" con ostracofaune ad affinità pannonica ed il Pliocene inferiore) ed è stratigraficamente ricoperto da depositi del ciclo Pliocene inferiore *p.p.*-Pliocene superiore *p.p.*

Si è detto nelle pagine precedenti che né in superficie né in sottosuolo sono noti i rapporti geometrici tra l'unità Queglia e le falde molisane. Possiamo tuttavia supporre che queste ultime occupino, per la loro provenienza interna, una posizione geometrica superiore. E' comunque un dato di fatto che le falde molisane e l'unità Queglia erano un tutt'uno quando hanno formato il substrato del primo ciclo pliocenico discordante, la cui base appartiene ancora (come la parte alta delle successioni dell'unità Queglia) alla zona a *Gb. punctulata*/*Gb. margaritae*. Tra la fine del Mes-

siniano e la parte bassa del Pliocene inferiore, pertanto, le falde molisane devono aver scavalcato il dominio Scontrone-Porrara per andare a formare un corpo unico con l'unità Queglia il quale si è poi accavallato sul dominio Maiella prima della fine del Pliocene inferiore. La rampa laterale delle falde molisane (dislocazione sinistra) doveva emergere non lontano dall'attuale linea Ortona-Roccamonfina. Verosimilmente l'unità Scontrone-Porrara ha subito la sua prima fase di trasporto orogenico quando l'insieme Queglia-falde molisane aveva già ricoperto il dominio Maiella. Una precisa datazione dei depositi discordanti di Colle Perrore, del Morrone e della Montagna Grande contribuirebbe a migliorare sensibilmente la scansione della deformazione. La configurazione descritta doveva comunque essere stata già acquisita quando si è formato l'arco fuori sequenza del Gran Sasso. L'età di questo, come detto in precedenza, è ancora da definire con precisione, così come sono ancora da definire con precisione età e geometrie di altre strutture fuori sequenza riconosciute lungo la zona di contatto tra il Porrara e la Maiella. Al Ponte Sarrigone presso Palena, ad esempio, è esposta l'emergenza di un *thrust* fuori sequenza che porta il flysch del Porrara e le soprastanti falde molisane che formano le strutture di Collelungo e dei Monti Pizzi ad accavallarsi su una serie di embrici di elementi molisani. Questi ultimi sono a loro volta sovrapposti ai conglomerati messiniani di Palena che assieme alle sottostanti falde molisane ricoprono direttamente la Maiella. Un problema di primo ordine è posto dal pozzo Maiella 1 che secondo CRESCENTI *et alii* (1980) avrebbe attraversato depositi del Pliocene a *Gb. puncticulata* tra le progressive 40 e 1750. Un'accurata revisione della stratigrafia di questo pozzo sarebbe di importanza fondamentale, dal momento che rimane il sospetto che i terreni silicoclastici attraversati possano far parte dell'unità Queglia e appartenere alla zona di concomitanza *Gb. puncticulata/Gb. margaritae*. Quora, invece, venisse confermata la loro attribuzione alla zona a *Gb. puncticulata*, occorrerebbe pensare a depositi di bacino *piggy-back* tardivamente coinvolti nel raccorciamento tra Morrone e Maiella, con tutte le conseguenze cinematiche che deriverebbero dal ringiovanimento di questo evento deformativo.

Nel Pliocene superiore si sviluppa nell'area studiata un nuovo arco fuori sequenza nel quale sono coinvolte la Maiella e le strutture sepolte di Casoli-Bomba ad ovest della valle del Trigno. A seguito di questo evento la Maiella va a ricoprire completamente, a nord di Chieti, l'unità di Casoli e Bomba dando luogo ad un sistema di tipo *duplex*. Questo evento deformativo è responsabile della torsione oraria della Maiella meridionale e della strutturazione N-S/NNE-SSW che caratterizza il lineamento Ortona-Roccamonfina tra l'alto Aventino e l'alto Sangro, con sviluppo altresì di piani di taglio con transpressione destra e di retroscorrimenti (v. CLERMONTÉ 1977) nelle unità di tetto (falde molisane) e di strutture a fiore (v. CASERO *et alii* 1991) nelle unità carbonatiche sepolte.

Tra l'alta valle del Sangro e l'alta valle del Volturno le strutture N-S/NNE-SSW sono brutalmente troncate da altre strutture fuori sequenza (linea del Sangro, COLACICCHI 1967; linea S. Biagio Saracinisco-Matese ecc.). Prende così origine un nuovo arco (arco molisano-sannitico) nel quale sono coinvolte unità carbonatiche più interne (monti di Venafro, Matese, Camposauro). L'età di quest'arco non è perfettamente defi-

nita ma resta comunque confinata in un intervallo temporale relativamente ristretto compreso tra la parte alta del Pliocene superiore a *Gb. inflata* (età dell'arco Maiella-Casoli suturato dal Pliocene superiore-Pleistocene inferiore del margine adriatico) e il Pleistocene inferiore post-comparsa di *H. baltica* (età dell'arco campano-lucano che tra Benevento e Candela tronca attraverso un *thrust* fuori sequenza le strutture N-S dell'arco molisano-sannitico). E' soltanto dopo lo sviluppo dell'arco molisano-sannitico che si individua la linea Ortona-Roccamonfina intesa come *free boundary* tra l'arco appenninico settentrionale e l'arco appenninico meridionale (PATACCA & SCANDONE 1986, 1989). Nel suo tratto settentrionale il lineamento Ortona-Roccamonfina ribatte sulle strutture NNE-SSW dell'arco Maiella-Casoli e non è sempre facile, pertanto, discriminare le nuove strutture da quelle plioceniche. Nella sua porzione meridionale, invece, esso tronca pressoché ortogonalmente la rampa frontale del *thrust* S. Biagio Saracinisco-Matese ormai fossilizzato, ed è lì che andrebbero approfondite le ricerche mirate ad una migliore comprensione delle relazioni cinematiche tra arco appenninico settentrionale ed arco appenninico meridionale. La vistosa dislocazione destra della rampa frontale tra Colli al Volturno e Monteroduni e i risultati di una prima indagine di carattere mesostrutturale compiuta sui depositi quaternari dell'area da NASO *et alii* (1989) sembrano confermare l'esistenza di movimenti trascorrenti destri, compatibili con il ruolo di trasferimento sorgente-accumulo assegnato alla linea Ortona-Roccamonfina dall'analisi cinematica a scala regionale.

## RINGRAZIAMENTI

P. PANTANI e S. RUBERTI hanno contribuito alla raccolta, alla memorizzazione e alla gestione dei dati di base utilizzati nel corso della ricerca ed hanno curato altresì la redazione del manoscritto e dei disegni.

## BIBLIOGRAFIA

- ACCARIE H. (1988) - *Dynamique sédimentaire et structurale au passage plate-forme/bassin. Les faciès carbonatés crétacés et tertiaires du Massif de la Maiella (Abruzzes, Italie)*. E.N.S.M.P. Mém. Sci. de la Terre, 5, 162 pp.
- ACCORDI B. (1966) - *La componente traslativa nella tettonica dell'Appennino Laziale-Abruzzese*. Geol. Romana, 5, 355-406.
- ACCORDI G., CARBONE F. (1988) - *Sequenze carbonatiche mesozoiche*. In: G. ACCORDI *et alii* (Eds.), "Note illustrative alla Carta delle litofacies del Lazio-Abruzzo ed aree limitrofe", C.N.R., Quaderni de "La Ricerca Scientifica", 114 (P.F. GEODINAMICA, MONOGRAFIE FINALI 5), 11-92.
- AMORE O. (1990) - *Analisi biostratigrafica: nannoplancton calcareo dei sedimenti miocenici del bacino molisano*. Tesi di Dottorato di Ricerca in Geologia del Sedimentario, Consorzio Univ. Napoli - Palermo, Sede consorziata Napoli, 109 pp..
- ANGELUCCI A., PRATURLON A. (1968) - *Raddoppio tettonico della serie meso-cenozoica nelle gole di Celano a nord del Fucino (Appennino centrale)*. Geol. Romana, 7, 431-446.
- BALLY A.W., BURBI L., COOPER C., GHELARDONI R. (1986) - *Balanced sections and seismic reflection profiles across the Central Apennines*. Mem. Soc. Geol. It., 35, 257-310.

- BENEVO E. (1939) - *Sezioni geologiche attraverso la montagna del Morone (Appennino abruzzese)*. Boll. R. Uff. Geol. It., **64**, 1-29.
- BENEVO E. (1943) - *Note illustrative della carta geologica d'Italia: Foglio 146 Sulmona*. R. Uff. Geol. It., Roma, 37 pp.
- BIGI S., DI BUCCI D. (1987) - *Rilevamento geologico delle strutture di Monte Picca e di Monte La Queglia, Appennino abruzzese*. Geol. Romana, **26**, 413-418.
- BLOW W.H. (1969) - *Late-middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy*. Proceedings of the First International Conference on planktonic microfossils, Geneva 1967, **1**, 199-421.
- BRAMBATI A. (1969) - *Sedimentologia del flysch teramano (Abruzzo)*. Mem. Museo Tridentino Sci. Nat., **17**, 109-189.
- CANTALAMESSA G., CENTAMORE E., CHIOCCHINI U., MICARELLI A., POTETTI M., DI LORITO L. (1986) - *Il Miocene delle Marche*. In: E. CENTAMORE e G. DELIANA (Eds.), "La Geologia delle Marche", Numero speciale 73° Congr. Soc. Geol. It. (Roma 30 sett.-4 ott. 1986), Studi Geol. Camerti 35-55.
- CASERO P., ROURE F., MORETTI I., MULLER C., SAGE L., VIALLY R. (1988) - *Evoluzione geodinamica neogenica dell'Appennino Meridionale*. 74° Congr. Naz. Soc. Geol. It.: "L'Appennino campano-lucano nel quadro geologico dell'Italia meridionale", (Sorrento, 13-17 sett. 1988), Relazioni, 59-66.
- CASERO P., ROURE F., VIALLY R. (1991) - *Tectonic framework and petroleum potential of the southern Apennines*. In: A.M. SPENCER (Ed.), "Generation, accumulation, and production of Europe's hydrocarbons", Spec. Publ. European Assoc. Petroleum Geoscientists, no. **1**, 381-387.
- CASNEDI R. (1983) - *Hydrocarbon-Bearing Submarine Fan System of Cellino Formation, Central Italy*. Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol., **67** (3), 359-370.
- CASNEDI R., CRESCENTI U., D'AMATO C., MOSTARDINI F., ROSSI U. (1981) - *Il Plio-Pleistocene del sottosuolo molisano*. Geol. Romana, **20**, 1-42.
- CASNEDI R., FOLLADOR U., MORUZZI G. (1976) - *Geologia del campo gassifero di Cellino (Abruzzo)*. Boll. Soc. Geol. It., **95** (5), 891-901.
- CATENACCI V. (1974) - *Note illustrative della carta geologica d'Italia - Foglio 147 Lanciano*. Serv. Geol. It., Roma, 87 pp.
- CIAMPO G., SGROSSO I., RUGGIERO TADDEI E. (1983) - *Età e modalità della messa in posto del massiccio del Matese nel bacino molisano*. Boll. Soc. Geol. It., **102** (4), 573-580.
- CIARANFI N., DAZZARO L., PIERI P., RAPISARDI L. (1980) - *I depositi del Miocene superiore al confine molisano-abruzzese*. Boll. Soc. Geol. It., **99** (1-2), 103-118.
- CITA M.B. (1975) - *Planktonic foraminiferal biozonation of the mediterranean Pliocene deep sea record. A revision*. Riv. It. Paleont. (Stratigr.), **81** (4), 527-544.
- CIVITELLI G., CORDA L. (1988) - *Successioni flyschoidi e complessi alloctoni*. In: G. ACCORDI et alii (Eds.), "Note illustrative alla Carta delle litofacies del Lazio-Abruzzo ed aree limitrofe", C.N.R., Quaderni de "La Ricerca Scientifica", **114** (P.F. Geodinamica, Monografie Finali 5), 93-168.
- CLERMONTÉ J. (1977) - *La bordure abruzzaise sud-orientale et le haut Molise: histoire sédimentaire et tectonique comparée*. Riv. It. Paleont. (Stratigr.), **83** (1), 21-102.
- CLERMONTÉ J., PIRONON B. (1979) - *La plate-forme campano-abruzzaise de la Meta au Matese (Italie méridionale): différenciations au Paléogène et au Miocène, structures, relations avec les formations molisanes*. Bull. Soc. geol. France, s. 7, **21**(6), 737-743.
- COLACICCHI R. (1967) - *Geologia della Marsica orientale*. Geol. Romana, **6**, 189-316.
- COLACICCHI R., DEVOTO G., PRATURLON A. (1967) - *Depositi messiniani oligoalini al bordo orientale del Fucino e descrizione di Tyrrhenocythere ruggierii Devoto, nuova specie di Ostracode*. Boll. Soc. Geol. It., **86**, 21-37.
- COLACICCHI R., PRATURLON A. (1965) - *Stratigraphical and paleogeographical investigations on the Mesozoic shelf-edge facies in eastern Marsica (central Apennines, Italy)*. Geol. Romana, **4**, 89-118.
- COLALONGO M.L., DI GRANDE A., D'ONOFRIO S., GIANNELLI L., IACCARINO S., MAZZEI R., ROMEO M., SALVATORINI G. (1979) - *Stratigraphy of late Miocene Italian sections straddling the Tortonian/Messinian boundary*. Boll. Soc. Paleont. It., **18** (2), 258-302.
- COLALONGO M.L., SARTONI S. (1979) - *Schema biostratigrafico per il Pliocene ed il basso Pleistocene in Italia*. Note Preliminari Carta Neotettonica It., Pubbl. n. 251, 645-654.
- COMPAGNONI B., GALLUZZO F., SANTANTONIO M. (1990) - *Le "Brecce della Renga" (M. ti Simbruini): un esempio di sedimentazione controllata dalla tettonica*. Mem. Descr. Carta Geol. It., **38**, 59-76.
- CORRADO S., COSENTINO D., GIOIA C. (1990) - *Sistema di retroscorimenti nella Marsica orientale (Abruzzo, Appennino centrale)*. 75° Congr. Soc. Geol. Ital., "La geologia italiana degli anni '90" (Milano, 10-12 sett. 1990), Mem. Soc. Geol. It., **45**, (in stampa).
- CRESCENTI U. (1969a) - *Biostratigrafia delle facies mesozoiche dell'Appennino centrale: correlazioni*. Geol. Romana, **8**, 15-40.
- CRESCENTI U. (1969b) - *Stratigrafia della serie calcarea dal Lias al Miocene nella regione marchigiano-abruzzese (Parte I. Descrizione delle serie stratigrafiche)*. Mem. Soc. Geol. It., **8**, 155-204.
- CRESCENTI U. (1971a) - *Osservazioni sul Pliocene degli Abruzzi settentrionali: la trasgressione del Pliocene medio e superiore*. Boll. Soc. Geol. It., **90** (1), 3-21.
- CRESCENTI U. (1971b) - *Sul limite Mio-Pliocene in Italia*. Geol. Romana, **10**, 1-21.
- CRESCENTI U., CROSTELLA A., DONZELLI G., RAFFI G. (1969) - *Stratigrafia della serie calcarea dal Lias al Miocene nella regione marchigiano-abruzzese. (Parte II. Litostratigrafia, Biostratigrafia, Paleogeografia)*. Mem. Soc. Geol. It., **8**, 343-420.
- CRESCENTI U., D'AMATO C., BALDUZZI A., TONNA M. (1980) - *Il Plio-Pleistocene del sottosuolo abruzzese-marchigiano tra Ascoli Piceno e Pescara*. Geol. Romana, **19**, 63-84.
- CROSTELLA A., VEZZANI L. (1964) - *La geologia dell'Appennino foggiano*. Boll. Soc. Geol. It., **83** (1), 121-141.
- D'ARGENIO B. (1988) - *L'Appennino Campano-Lucano. Vecchi e nuovi modelli geologici tra gli anni sessanta e gli inizi degli anni ottanta*. 74° Congr. Naz. Soc. Geol. It.: "L'Appennino campano-lucano nel quadro geologico dell'Italia meridionale.", (Sorrento 13-17 sett. 1988), Pre-print, 1-13.
- DEL PRETE M. (1979) - *Rilievo geologico e geomorfologico delle sponde del Lago di Bomba (Abruzzo) con particolare riferimento al rischio da frana*. Geol. Appl. Idrogeol., **14** (2), 255-297.
- D'ERASMO G. (1931) - *L'Elephas meridionalis nell'Abruzzo e nella Lucania*. Atti r. Accad. Sci. Fis. Mat. Napoli, s. 2a, **18** (8), 1-25.
- DEVOTO G. (1967) - *Le brecce calcaree mioceniche nell'alta Valle Roveto, fra Castellafiume e Canistro (Frosinone, Lazio Meridionale)*. Geol. Romana, **6**, 75-86.
- DONDI L., PAPETTI I., TEDESCHI D. (1966) - *Contributo alla conoscenza del Mesozoico del sottosuolo abruzzese*. Geol. Romana, **5**, 69-98.
- DONDI L., RIZZINI A., ROSSI P. (1985) - *Recent geological evolution of the Adriatic Sea*. In: D.J. STANLEY AND F.C. WEZEL (Eds.), "Geological evolution of the Mediterranean Basin", Springer-Verlag, New York, 195-214.

- D'ONOFRIO S., GIANNELLI L., IACCARINO S., MORLOTTI E., ROMEO M., SALVATORINI G., SAMPÒ M., SPROVIERI R. (1975) - *Planktonic foraminifera of the upper Miocene from some Italian sections and the problem of the lower boundary of the Messinian*. Boll. Soc. Paleont. It., **14** (2), 177-196.
- FOLLADOR U. (1967) - *Il Pliocene ed il Pleistocene dell'Italia centro-meridionale, versante adriatico*. Biostratigrafia. Boll. Soc. Geol. It., **86** (3), 565-584.
- GERSONDE R., SCHRADER H. (1984) - *Marine planktic diatom correlation of lower Messinian deposits in the western Mediterranean*. Marine Micropaleontology, **9**, 93-110.
- GHISETTI F., VEZZANI L. (1983) - *Deformazioni pellicolari mioceniche e plioceniche nei domini strutturali esterni dell'Appennino centro-meridionale (Maiella e Arco Morrone-Gran Sasso)*. Mem. Soc. Geol. It., **26**, 563-577.
- GHISETTI F., VEZZANI L. (1986) - *Carta geologica del gruppo M. Siella -M. Camicia - M. Prena - M. Brancastello (Gran Sasso d'Italia, Abruzzo)*. S.E.L.C.A., Firenze.
- GHISETTI F., VEZZANI L. (1988) - *Relazioni strutturali tra il fronte della piattaforma carbonatica laziale-abruzzese e i domini pelagici umbri, marchigiani e molisani*. Atti del 74° Congr. Naz. Soc. Geol. It.: "L'Appennino campano-lucano nel quadro geologico dell'Italia meridionale", (Sorrento 13-17 sett. 1988), Extended Abstracts **B**, 243-250.
- GHISETTI F., VEZZANI L. (1990) - *Stili strutturali nei sistemi di sovrascorrimento della Catena del Gran Sasso (Appennino centrale)*. In: M. BOCCALETTI, G. DEIANA e G. PAPANI (Eds.), Atti del Convegno "Neogene Thrust Tectonics - Esempi da Alpi meridionali, Appennino e Sicilia", (Parma, 8-9 giugno 1990), Studi Geol. Camerti, Vol. spec. 1990, 37-50.
- GHISETTI F., VEZZANI L. (1991) - *Thrust belt development in the central Apennines (Italy): northward polarity of thrusting and out-of-sequence deformations in the Gran Sasso chain*. Tectonics, **10**(5), 1991, 904-919.
- GHISETTI F., VEZZANI L., BIGOZZI A., BLUMETTI A.M., BRUZZONE B., CELLINI M., CENTAMORE E., CLARI P.A., DELA PIERRE F., FOLLADOR U., FREZZOTTI M., GIRAUDI C., PITTORI C., RIDOLFI M. (1990) - *Carta Geologica del Gran Sasso d'Italia (da Vado di Corno a Passo delle Capannelle)*. S.E.L.C.A., Firenze, scala 1:25.000.
- GLAÇON G., VERGNAUD GRAZZINI C., IACCARINO S., REHAULT J.-P., RANDRIANASOLO A., SIERRO J.F., WEAVER P., CHANNEL J., TOZZI M., HAWTHORNE T. (1990) - In K.A. KASTENS, J. MASCLE *et alii*, 1990 Proc. ODP, Sci. Results, **107**, College Station, TX (Ocean Drilling Program).
- HAQ B.U., HANDEBOL J., VAIL P.R. (1988) - *Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change*. In: WILGUS C.K. *et alii* (Eds.), "Sea-level changes: an integrated approach", SEPM - Special publication n° 42, 71-108.
- IACCARINO S. (1985) - *Mediterranean Miocene and Pliocene planktic foraminifera*. In H.M. BOLLI, J.B. SAUNDERS and K. PERCH-NIELSEN (Eds.), "Plankton Stratigraphy", Cambridge Earth Science Series, Cambridge Univ. Press, 283-314.
- IACCARINO S., SALVATORINI G. (1982) - *A framework of planktonic foraminiferal biostratigraphy for early Miocene to late Pliocene Mediterranean area*. Paleont. stratigr. Evoluzione, quad. **2**, 115-125.
- IETTO A. (1969) - *Assetto strutturale e ricostruzione paleogeografica del Matese occidentale (Appennino meridionale)*. Mem. Soc. Nat. Napoli, Suppl. **78**, 441-471.
- KASTENS K.A., MASCLE J., AUROUX C. *et alii* (1987) - Proc. Init. Repts. (Pt. A), ODP, **107**.
- LOCARDI E. (1982) - *Individuazione di strutture sismogenetiche dall'esame della evoluzione vulcano-tettonica dell'Appennino e del Tirreno*. Mem. Soc. Geol. It., **24**, 569-596.
- MANFREDINI M. (1963) - *Osservazioni geologiche sul bordo interno della depressione molisano-sannitica (Italia meridionale)*. Mem. Soc. Geol. It., **4**, 15 pp.
- MANFREDINI M. (1965) - *Sui rapporti tra facies abruzzese e facies umbra nell'Appennino centro meridionale*. Boll. Serv. Geol. It., **86**, 87-112.
- MARTINI E. (1971) - *Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation*. In: A. FARINACCI (Ed.), "Proceedings of the II Planktonic Conference" (Roma, 1970), Ed. Tecnoscienza, **2**, 739-777.
- MC KENZIE J.A., OBERHÄNSLI H. (1985) - *Paleoceanographic expressions of the Messinian salinity crisis*. In: K.J. HSÜ, H.J. WEISSERT (Eds.), "South Atlantic Paleooceanography", Cambridge Univ. Press, 99-123.
- MORUZZI G., FOLLADOR U. (1973) - *Segnalazione di uno "Stratoguida" nel Miocene superiore flyschioide delle Marche meridionali*. Geol. Romana, **12**, 125-128.
- MOSTARDINI F., MERLINI S. (1986) - *Appennino centro-meridionale. Sezioni geologiche e proposta di modello strutturale*. Mem. Soc. Geol. It., **35**, 177-202.
- NASO G., TALLINI M., TOZZI M. (1989) - *Indizi di tettonica recente nell'area di Colli a Volturno (Molise): dati preliminari*. Rend. Soc. Geol. It., **12**, 3-6.
- NIJMAN W. (1971) - *Tectonics of the Velino-Sirente area, Abruzzi, central Italy. Modification of compressional structures by subsequent dilatation and collapse*. Proc. (k.) nederl. Akad. Wetensch., s. B, **74** (2), 156-184.
- OKADA H., BUKRY D. (1980) - *Supplementary modification and introduction of code numbers to the lav-latitude coccolith biostratigraphic zonation (Bukry, 1973; 1975)*. Marine Micropaleont., **5**, 321-325.
- ORI G.G., SERAFINI G., VISENTIN C., RICCI LUCCHI F., CASNEDI R., COLALONGO M.L., MOSNA S. (1991) - *The Pliocene-Pleistocene Adriatic foredeep (Marche and Abruzzo, Italy): an integrated approach to surface and subsurface geology*. 3rd E.A.P.G. Conference, "Adriatic Foredeep Field Trip", Guide Book, (Florence, May 26th - 30th, 1991), 85 pp.
- PALTRINIERI W., ZANCHINI G., MARTINI N., ROCCIA L. (1982) - *Evoluzione del Bacino Torbiditico marchigiano-abruzzese a partire dal Messiniano in base a lineazioni profonde*. Mem. Soc. Geol. It., **24**, 233-242.
- PAROTTO M., PRATURLON A. (1975) - *Geological summary of the Central Apennines*. In: L. OGNIBEN, M. PAROTTO, A. PRATURLON (Eds.): "Structural Model of Italy", Quad. Ric. Sci., **90**, 257-311.
- PATACCA E., SARTORI R., SCANDONE P. (1990a) - *Tyrrhenian basin and Apenninic arcs: kinematic relation since Late Tortonian times*. 75° Congr. Soc. Geol. It., "La geologia italiana degli anni '90" (Milano, 10-12 sett. 1990), Mem. Soc. Geol. It., **45**, in stampa.
- PATACCA E., SCANDONE P. (1986) - *Seismical hazard: seismotectonic approach*. IAEG Int. Symp. on "Engineering Geology Problems in Seismic Areas", (Bari, 13-19 April 1986), **5**, 103-115.
- PATACCA E., SCANDONE P. (1989) - *Post-Tortonian mountain building in the Apennines. The role of the passive sinking of a relic lithospheric slab*. In: A. BORIANI, M. BONAFEDE, G.B. PICCARDO and G.B. VAI (Eds.), The lithosphere in Italy. Advances in Earth Science Research. It. Nat. Comm. Int. Lith. Progr., Mid-term Conf. (Rome, 5-6 May 1987), Atti Conv. Lincei, **80**, 157-176.
- PATACCA E., SCANDONE P., BELLATALLA M., PERILLI N., SANTINI U. (1990b) - *The Numidian-sand event in the southern Apennines*. Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, in stampa.
- PESCATORE T. (1963) - *Rapporti tra depressione molisano-sannitica e Appennino calcareo*. Boll. Soc. Nat. Napoli, **72**, 213-227.



- PESCATORE T. (1965) - *Ricerche geologiche sulla depressione molisano-sannitica*. Atti Acc. Sc. Fis. Mat. Napoli, s. 3, 5(4), 101-145.
- PIERI M. (1966) - *Tentativo di ricostruzione paleogeografico-strutturale dell'Italia centro-meridionale*. Geol. Romana, 5, 407-424.
- RAFFI G., FORTI A. (1959) - *Micropaleontological and stratigraphical investigations in "Montagna del Morrone" (Abruzzi, Italy)*. Rev. Micropaléont., 2 (1), 8-20.
- RIO D., FORNACIARI E., RAFFI I. (1990a) - *Late Oligocene through early Pleistocene calcareous nannofossils from western equatorial Indian Ocean. (Leg 115)*. In R. DUNCAN, I. BACKMANN et alii (Eds.), Proc. Ocean Drill. Progr., 115, Scient. Res., 175-236.
- RIO D., RAFFI I., VILLA G. (1990b) - *Pliocene-Pleistocene Calcareous nannofossil distribution patterns in the Western Mediterranean*. In K.A. KASTENS, J. MASCLE, et al. (1990) - Proc. ODP, Sci. Results, 107: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 513-533.
- ROVERI M., ORI G.G., ZITELLINI N. (1986) - *Sedimentazione plio-quadernaria nell'Adriatico centrale*. In: T. NANNI (Ed.), "Atti della riunione-escursione del Gruppo di Sedimentologia del CNR sul Pleistocene marchigiano", (Ancona, 5-7 giugno 1986), 141-146.
- ROYDEN L., PATACCA E., SCANDONE P. (1987) - *Segmentation and configuration of subducted lithosphere in Italy: An important control on thrust-belt and foredeep-basin evolution*. Geology, 15, 714-717.
- SANTO A., SGROSSO I. (1988) - *Le breccie della Renga: secondo ciclo miocenico nell'Alta Valle del Liri*. Boll. Soc. Geol. It., 107 (2), 425-429.
- SARTORI R. (1989) - *Evoluzione neogenico-recente del bacino tirrenico e i suoi rapporti con la geologia delle aree circostanti*. G. Geol., s. 3, 51 (2), 1-30.
- SCARSELLA F. (1951) - *Sulla zona di incontro dell'Umbria e dell'Abruzzo. Note al rilevamento geologico compiuto nel 1949 nel F. 139 (L'Aquila)*. Boll. Serv. Geol. It., 71, 155-165.
- SCARSELLA F. (1959) - *LX riunione estiva della Società Geologica Italiana*. (L'Aquila 13-19 sett. 1959), Guida delle escursioni. Roma.
- SELLI R. (1957) - *Sulla trasgressione del Miocene nell'Italia meridionale*. G. Geol., s. 2, 26, 1-54.
- SELLI R. (1962) - *Il Paleogene nel quadro della geologia dell'Italia Meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., 3, 733-789.
- SENATORE M.R. (1988) - *Comparazione tra i depositi plio-pleistocenici del bacino di Gallipoli (Golfo di Taranto) e la successione miocenica del flysch di Faeto (unità irpine, Monti della Daunia): confronto tra l'avanfossa attuale e quella miocenica dell'Appennino meridionale (Italia)*. Tesi di Dottorato in Geologia del Sedimentario - Consorzio Univ. Napoli e Palermo, Sede consorziata Napoli, 317 pp.
- SGROSSO I. (1986) - *Criteri ed elementi per una ricostruzione paleogeografica delle zone esterne dell'Appennino centro-meridionale*. Atti 73° Congr. Soc. Geol. It.: "Geologia dell'Italia centrale", (Roma, 30 sett.-4 ott. 1986), Mem. Soc. Geol. It., 35, 203-219.
- SGROSSO I., AMORE F.O., RUGGIERO TADDEI E. (1988) - *L'inizio della sedimentazione terrigena nel bacino molisano*. Boll. Soc. Geol. It., 107 (1), 73-79.
- SGROSSO I., TORRE M. (1968) - *Su alcuni affioramenti terziari dei dintorni di Monteroduni (Matese)*. Boll. Soc. Nat. Napoli, 77, 131-158.
- SIGNORINI R., DEVOTO G. (1962) - *Il Paleogene nell'Alto Molise*. Mem. Soc. Geol. It., 3, 461-511.



Centro Interdipartimentale Audiovisivi e Stampa  
Università di Camerino  
novembre 1992

Autorizzazione Tribunale di Camerino n. 4/82 del 17.12.1982  
Direttore responsabile Prof. PIERPAOLO MATTIAS