

ELEMENTI LITOSTRATIGRAFICI PER UNA SINTESI DELLE FACIES CARBONATICHE
MESO-CENOZOICHE DELL'APPENNINO CENTRALE(****)

INDICE

| | |
|---------------------------------------|----------|
| RIASSUNTO | pag. 187 |
| ABSTRACT | " 187 |
| 1. INTRODUZIONE GENERALE | " 187 |
| 2. QUADRO LITO-STRATIGRAFICO GENERALE | " 189 |
| 3. SITUAZIONI DEPOSIZIONALI | " 191 |
| A) <i>Piattaforma persistente</i> | " 191 |
| B) <i>Transizione</i> | " 198 |
| C) <i>Bacino</i> | " 209 |
| D) <i>Seamounts</i> | " 210 |
| BIBLIOGRAFIA | " 211 |

RIASSUNTO

In seguito all'incarico affidato dall'A.G.I.P. S.p.A. al Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Perugia, presentammo, fra l'altro, un elaborato che rappresentava lo stato delle conoscenze sulla geologia di superficie di una vasta area ricadente nell'Appennino Centrale relativamente all'intervallo Triassico superiore-Miocene carbonatico basale. Documentammo l'elaborato sia con colonne stratigrafiche (alla scala 1/2000) - revisionate sul terreno per l'occasione - sia con tutta un'altra serie di allegati.

La ristrettezza dei tempi concessi non ci permise, allora, di effettuare una revisione scientifica di tutta la massa dei dati, né in tempi più recenti abbiamo avuto modo di elaborarli in una sintesi; abbiamo comunque ritenuto opportuno presentarli nell'ambito del CROP 11, aggiornati in alcune parti, modificati in altre, perché rappresentando in ogni caso un complesso abbastanza omogeneo di informazioni.

ABSTRACT

Some years ago the A.G.I.P. S.p.A. committed to the Earth Science Department of the Perugia University the task to elaborate an updated review of what already known on the mesozoic carbonatic facies in the Central Apennines. To accomplish this task, the Earth Science Department of Perugia requested the collaboration of Roma (La Sapienza) and Camerino Universities. The study resulted in 15 general papers, in 92 lithostratigraphic columns at 1/2.000 scale - revisioned in the field for the occasion - each one described in a specific paper and illustrated with many pictures.

At that time the narrowness of the given time did not allowed us to re-examine all the new data, not even now we had the time to elaborate them in a synthesis; nevertheless

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

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

(***) Dipartimento di Scienze della Terra - Università "La Sapienza" di Roma.

(****) Lavoro revisionato e parzialmente stampato con fondi MURST 40% e 60% e con il contributo del Centro di Studio per la Geologia dell'Italia centrale del C.N.R., Roma.

less we decided to make them known within this CROP 11 because they represent an homogeneous complex of knowledges.

PAROLE CHIAVE: Litostratigrafia, Mesozoico, carbonatico, Lazio-Abruzzo, Appennino centrale.

KEY WORDS: Lithostratigraphy, Mesozoic, Carbonatic, Lazio-Abruzzo, Central Apennines.

1. INTRODUZIONE GENERALE

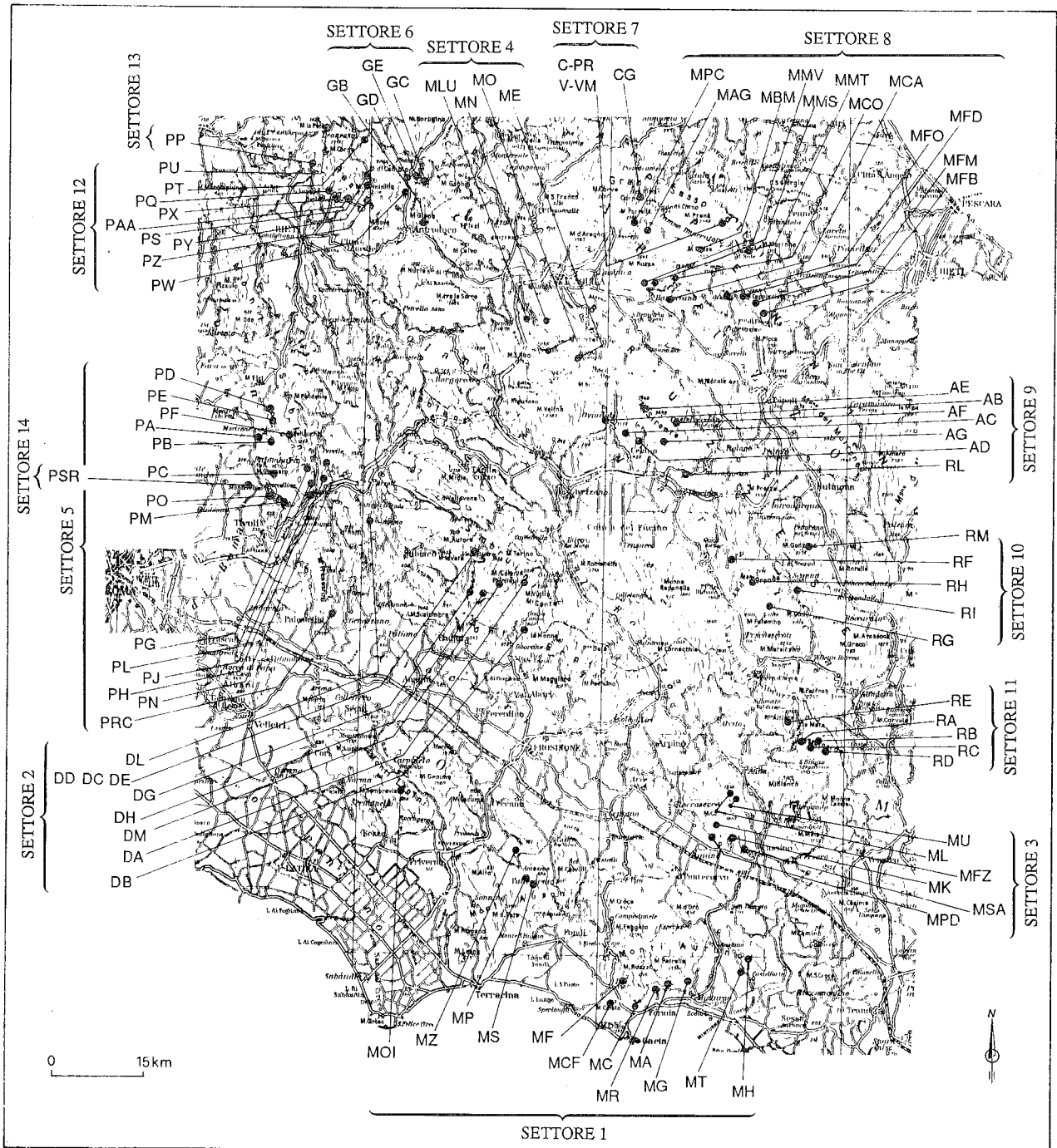
(A.V. DAMIANI*)

Nell'inverno 1988 l'A.G.I.P. S.p.a. affidò al Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Perugia un incarico - del quale A.V. DAMIANI fu il responsabile scientifico - che, fra l'altro, comprendeva la presentazione di un elaborato coordinato di quanto già conosciuto sulla geologia di superficie di una vasta area dell'Appennino Centrale, relativamente all'intervallo Triassico superiore - Miocene carbonatico basale. A tal fine l'Università di Perugia si avvale della collaborazione dell'Università di Roma "La Sapienza" e dell'Università di Camerino e, pertanto, detto incarico ha fornito l'ottima occasione per realizzare una vasta e valida cooperazione.

Malgrado detto incarico fosse relativo a quanto già noto, per documentare le numerose locali specifiche situazioni ed il loro evolversi, sono state verificate e/o ricampionate e/o campionate le 92 sezioni allegatte, per un totale di circa 27.000 metri. Purtroppo, la ristrettezza dei tempi, allora, concessi (14 mesi) non ci permise di effettuare la totale revisione scientifica di tutta la massa dei dati a nostra disposizione e, ancora adesso, non abbiamo trovato il tempo per effettuare la desiderata sintesi che intenderemmo comunque presentare in un prossimo futuro. Malgrado ciò, riteniamo opportuno mettere a disposizione del CROP 11 gli elementi litostratigrafici acquisiti, perché costituiscono un complesso di dati presentati in modo abbastanza omogeneo - specie dal punto di vista grafico - per costituire uno "strumento di base" di lavoro.

Si ringrazia, pertanto, l'AGIP S.p.A. per aver fornito questa occasione di collaborazione e per l'originario finanziamento che ha consentito la revisione e l'aggiornamento dei dati di terreno. Il presente lavoro, anche per essere successivo, non corrisponde a quello originario, non solo per essere stato notevolmente abbreviato e per il suo diverso taglio, ma per avervi ommesso - per motivi soprattutto di spazio - tutte le descrizioni di dettaglio e tutta la notevolissima documentazione fotografica.

L'area considerata è stata suddivisa in 14 settori "geografico-geologici" (Fig. 1) riferiti a quattro situazioni deposizionali prevalenti di:



Legenda: A) PIATTAFORMA PERSISTENTE — **Settore 1:** *M.ti Aurunci-Ausoni-Lepini*. MA: Vetta del M. S. Angelo; MC: Costamezza; MCF: M. Cefalo; MF: Le Rave Fosche; MG: M. Sorgenza; MH: M. Feuci Rasola; MOI: M. Ardicara; MP: M. Pizzuto; MR: M. Vate Rutto; MS: Serra del Pruno; MT: M. Rotondo; MZ: Costa S. Antonio. **Settore 2:** *M.ti Simbruini-Ernici*. DA: Pezze della Macchia; DB: Campo Roccette-M. Vermicano; DC: Sorg. Belvedere-Macchia delle Campitelle; DD: Pantano; DE: Santuario della Trinità E; DG: Caprareccia-Collalto; DH: Le Prata; DL: Marano Equo; DM: Colle Cardiglioso-S. Antonio. **Settore 3:** *M. Cairo*. MFZ: Casino di Frezza; MK: Colle S. Lucia; ML: Costa Lunga 2; MPD: Piedimonte; MSA: Colle S. Angelo; MU: Costa Lunga 1. **Settore 4:** *M.ti D'Ocre*. ME: M. Cefalone; MLU: Lucoli; MN: M. Rotondo; MO: M. Orsello. **B) TRANSIZIONE** — **Settore 5:** *M.ti Prenestini-Sabini*. PA: Moricone 1; PB: Moricone 2; PC: M. Morra; PD: Montorio Romano 1; PE: Montorio Romano 2; PF: M. Flavio; PG: Madonna dei Ronci; PH: Ara delle Micelle; PJ: Fosso dei Ronci 2; PL: Fosso dei Ronci 1; PM: S. Polo de' Cavalieri; PN: Licenza; PO: Castellaccio; PRC: Rocca di Cave. **Settore 6:** *Antrodoto-M. Giano-M. Cagno*. GB: M. Giano-Colle Marzo; GC: M. Cagno; GD: Valle Velino; GE: Pian della Fonte. **Settore 7:** *Corno Grande-M. Camicia*. CG: Corno Grande; C-PR: M. Prena; V-VM: Vradda. **Settore 8:** *Gran Sasso-Ofena*. MAG: Grotta dell'Arco; MDM: M. Bolza; MCA: M. Camarda; MCO: Costa dell'Orsa; MFB: Strada Ofena-Brittoli; MFD: Strada Ofena-Villa S. Lucia 1; MFM: Strada Ofena-Villa S. Lucia 2; MFO: Ofena; MMS: M. della Selva 1; MMT: M. Meta; MMV: M. della Selva 2; MPC: Pizzo Cefalone. **Settore 9:** *M. Velino-M.ti della Magnola-M. Sirente*. AB: M. Freddo (Magnola); AC: S. Potito; AD: Gole di Celano; AE: M. Sirente NW; AF: M. Sirente SE; AG: M. S. Pietro. **Settore 10:** *Marsica orientale*. RF: Bisegna; RG: S. Sebastiano; RH: Serra del Carapale; RI: Montagna di Precchia; RM: M. Genzana. **Settore 11:** *La Meta-Mainarde*. RA: M. Acquaro; RB: Costa della Cicogna; RC: M. Forcellone; RD: M. Cavallo; RE: Rocca Altiera. **C) BACINO** — **Settore 12:** *M.ti Reatini*. PAA: Melunghe; PQ: Pian di Rosce; PS: Costa dei Cavalli 1; PT: Fonte della Rocca; PU: Prima Forca; PW: Lodonero; PWX: Costa Dora; PY: Costa dei Cavalli 2; PZ: Terminilletto. **D) SEAMOUNT** — **Settore 13:** *M. Rosato*. PP: M. Rosato. **Settore 14:** *M.ti Cornicolani*. PSR: S. Angelo Romano.

Fig. 1 - Ubicazione delle serie e dei settori analizzati.

A) *piattaforma persistente*, nella quale abbiamo incluso la soglia:

- 1) M.ti Aurunci-M.ti Ausoni-M.ti Lepini
- 2) M.ti Simbruini-M.ti Ernici
- 3) M. Cairo
- 4) M.ti d'Ocre

B) *transizione* da prossimale a distale; intendendo per "transizione" la fascia in cui il materiale della piattaforma si mescola con il materiale del bacino in corrispondenza di uno slope:

- 5) M.ti Prenestini-M.ti Sabini
- 6) Antrodoco-M. Giano-M. Cagno
- 7) Corno Grande-M. Camicia
- 8) Gran Sasso-Ofena
- 9) M. Velino-M.ti della Magnola-M. Sirente
- 10) Marsica orientale
- 11) La Meta-Mainarde

C) *bacino*:

- 12) M.ti Reatini

D) *seamounts* con serie condensate:

- 13) M. Rosato
- 14) M.ti Cornicolani

Le specifiche situazioni incontrate in ciascun settore, sovente assai complesse, sono illustrate mediante lo schema dei rapporti litostratigrafici che compare all'inizio di ciascun sottocapitolo cui segue una breve descrizione; al fine di facilitare la consultazione ed il reperimento dei riferimenti, si è fatto in modo che la numerazione di ciascun settore corrisponda al numero del sottocapitolo in cui detto settore viene trattato (ad esempio il Settore 4 (S. 4) è descritto in 3.4).

Mediante le 92 colonne litostratigrafiche, che compaiono in scala circa 1/4.000 nelle tavole allegate fuori testo e la cui ubicazione è riportata sia in Fig. 1 che in ciascuno schema, si è ricostruita a spezzoni, relativamente all'intervallo considerato, l'intera successione affiorante (4.500 m circa) e le sue variazioni laterali, anche se ciò non è stato sempre possibile. La posizione stratigrafica di ciascuno spezzone utilizzato per detta ricostruzione nei vari settori è indicata mediante le "successioni sintetiche" in Tav. I.

Alla realizzazione delle varie fasi del lavoro hanno concorso numerosi collaboratori, singolarmente citati nella descrizione dei singoli settori e/o nelle intestazioni delle colonne litostratigrafiche allegate.

2. QUADRO STRATIGRAFICO GENERALE

(A.V. DAMIANI*)

Le situazioni geologiche e l'evoluzione dell'intera area considerata possono essere schematizzate secondo quanto appresso.

Triassico superiore - Liassico inferiore

La sedimentazione alto triassica - essenzialmente dolomitica e di *piattaforma* - si è verificata in subambienti:

- a) (S. 1, 2,) intercotidali, anche prossimi a zone emerse (S. 2 p.p.) o subcotidali con maggior ricambio di acque (S. 2 p.p., 7 p.p.);

b) subordinatamente a circolazione ristretta fino ad eunonica (S. 2, 6 p.p.).

Situazioni di *transizione* sono segnalate nel versante meridionale del M. Prena (S. 7 p.p.)

Nel Liassico inferiore nelle aree più settentrionali dell'area considerata (S. 6, 7, 8, 12, 13, 14) la sedimentazione si continua con calcari ciclotemici riferibili alla formazione del Calcarea massiccio, sovente dolomitizzati e, in tal caso, attribuiti a parte delle "Dolomie di Castelmannfrino" (Gran Sasso d'Italia S. 8). Nei M.ti Simbruini e nei M.ti Ernici (S. 2) mentre inizialmente la sedimentazione non si differenzia particolarmente da quella sottostante, forse già nel tardo Hettangiano risente delle prime sollecitazioni tettoniche della fase giurassica, che risulterà assai importante per l'individuazione e l'evoluzione fino a tutto il Cretacico della intera "piattaforma carbonatica". Si formano (S. 2, 11) scarpate, paleopendii, gradini ribassati - inizialmente colmati anche da megabrecce o, comunque, da accumuli ad elevato indice di energia - che "annegando" consentono l'insinuarsi temporaneo di bracci di mare in comunicazione con acque più aperte, come denunciato dalle associazioni faunistiche. Anche nell'area del M. Camicia (S. 7 p.p.) si forma un bacino e l'evoluzione del margine nella Catena del Gran Sasso indica una progradazione della piattaforma da W verso E.

Liassico medio/superiore

Situazioni di *piattaforma* si osservano nei M.ti Aurunci (S. 1), nel Settore 6 e nella Marsica occidentale (S. 10 p.p.), nei monti Simbruini settentrionali e negli Ernici meridionali (S. 2); la sedimentazione è rappresentata dai *Calcari a Palaeodasycladus* con orizzonti della facies a *Lithiotis*.

Situazioni di *transizione* si riscontrano a cavallo di questi due ultimi gruppi montuosi (S. 2) - così come nelle zone di Serra Rufigno (S. 10 p.p.) - con una sedimentazione ruditico grossolana, anche torbidityca, con Ammoniti, Brachiopodi, Crinoidi, Radiolari, etc. verificatasi prevalentemente in corrispondenza di zolle ribassate, talora in alternanza con litofacies simili alla "Corniola".

Situazioni più persistenti di *transizione* e di *bacino* si riscontrano nelle zone più settentrionali dell'area considerata come nei Monti Sabini e Prenestini (S. 5), in quelle meridionali del Gran Sasso d'Italia (S. 8), in quelle di San Potito (S. 9, fra Celano ed Ovindoli) e in quelle di M. Rosato (S. 13). Qui, infatti, le dislocazioni iniziate nel Sinemuriano sono state maggiori e le zolle ribassate sono "annegate" in acque più profonde, dalle caratteristiche pelagiche. Dette situazioni sono testimoniate essenzialmente dai due seguenti tipi di sedimentazione calcarea:

- a) fangosa, simile alla "Corniola" (aree di *bacino*);
- b) detritica e biodetritica (talora con colonie di organismi bentonici sessili) con subordinate intercalazioni calcaree fango sostenute. Ogni volta che i piani di taglio venivano riattivati ringiovanendo le scarpate, i depositi calcareo organogeni ubicati alla sommità di queste ultime, franavano nelle zone prossimali dell'antistante bacino pelagico, costituendo le numerose intercalazioni detritiche e/o di megabrecce (zone di *transizione*).

Dogger-Malm

Già sul finire del Lias superiore (S. 2 p.p.) e, in generale, con l'inizio del Dogger (S. 1, 2, 8, 9, 10, 11),

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

sulla base della diffusa presenza di depositi oolitici, sembra che la sedimentazione tenda ad uniformarsi su buona parte dell'area considerata. In particolare nel Settore 2 la sedimentazione oolitica, che è limitata alla porzione basale del Dogger, sembra costituire la chiusura di un ciclo in cui la *piattaforma* carbonatica progredisce verso un generico E, al di sopra delle litofacies di transizione e/o bacinali, mentre la rimanente sedimentazione del Dogger e del Malm, analogamente a quanto si osserva nel Settore 1, è costituita da calcari fango sostenuti con subordinate dolomie riferibili a situazioni di *piattaforma*. Nei monti Sabini e Prenestini settentrionali (S. 5) si hanno tipici calcari oolitici e detritici in strati metrici (compresi fra il Rosso ammonitico ed i Diaspri; "Calcari granulari" di LOTTI, 1926) e nel Settore 6, in cui durante tutto il Dogger si hanno oncoidi ed ooliti, ma con carattere più disperso.

Più ad E ed a NE (S. 9, 10, 11) le alternanze di livelli oolitici e biodetritici più o meno grossolani con calcari fango sostenuti sono complessivamente riferite alla Formazione della Terratta, potente più di 2.000 metri (COLACICCHI & PRATURLON, 1965). Detta formazione poggia sul "Calcare a Lithiotis", talvolta con modesti hiatus e verso l'alto - ove è caratterizzata da abbondanti Ellipsactinie - si sviluppa anche oltre il Titonico e nel Settore 9, in particolare, giunge a comprendere il Neocomiano. Nella Marsica orientale (S. 10) durante il Malm superiore, la formazione della Terratta presenta - fra la fascia organogena inferiore e quella superiore - situazioni riconducibili ad un ambiente di *piattaforma* interna (fanghi di ambiente lagunare, talvolta arrossati, con ooliti grigie di bassa energia ed *hard grounds*) progrediente verso E sopra le facies di margine.

Situazioni di *transizione*, persistenti dal Giurassico fino al Paleogene, in base alla attuale distribuzione delle facies, si individuano nella porzione meridionale del Settore 9, a S del M. Sirente (*grainstones* bioclastici ad Esacoralli e ad Idrozoi del Malm di M. S. Nicola) ed in corrispondenza dell'attuale depressione del Fucino ove si sarebbe localizzata la persistente zolla ribassata

Situazioni decisamente di *transizione* sono state riconosciute, oltre che nelle ben note situazioni di M. Greco-M. Genzana, anche nelle Mainarde (S. 10, 11) ove, al di sopra delle dolomie liassiche, si hanno spessori consistenti (anche superiori ai 300 m) di breccie calcaree poligeniche, eterometriche ad elementi provenienti dal "margine" e dalla *piattaforma* con blocchi contenenti *Lithiotis*, coralli ed Ellipsactinie, messi in posto da ripetuti crolli.

Situazioni prevalentemente di *bacino* (micriti con selce, con intercalazioni detritico-biodetritiche, e, talora, marne verdi ad Ammoniti) vengono segnalate a sud del Gran Sasso d'Italia nel Settore 8.

Tipiche successioni ridotte e condensate riferibile a situazioni di *seamount*, comprese fra il Calcare massiccio e la Maiolica si hanno più a Nord, sia a M. Rosato, (S. 13), sia nei Monti Cornicolani (S. 14).

Cretacico inferiore

In corrispondenza della *piattaforma* (S. 1, 2), dalla fine del Malm fino al Valanginiano inferiore, la presenza di dolomie e di calcari laminati con fauna scarsamente differenziata e livelli a Characee indicano una ridotta energia del mezzo deposizionale e l'apporto di acque dolci, legate ad una o più fasi emersive, e, quindi, l'instaurarsi di subambienti di *piattaforma* interna.

Alcune zone ricadenti nei Settori 3, 4 e 6 rientrano in situazioni di *piattaforma* interna, ma appaiono prossime ad un margine, e, a partire dall'Hauteriviano-Albiano, la sedimentazione si verifica in un ambiente con maggior ricambio di acque, pur se si hanno più fasi regressive cui, talora, corrispondono lacune di varia ampiezza:

- a) nel Barremiano, denunciata da calcari conglomeratici e da livelli arrossati (M. Cairo, S. 3);
- b) al passaggio Aptiano inferiore/superiore, denunciata dal "livello calcareo-marnoso ad Orbitoline" (*auct.*) presente nei settori 1 e 2 (nei soli Monti Ernici);
- c) dall'Albiano fino al Cenomaniano medio - quindi assai più estesa di b - denunciata dal I livello bauxitico (Settori 3, 4).

Situazioni di *transizione* sono state riconosciute nelle zone di M. Greco-M. Genzana (S. 10) e nella catena La Meta-Mainarde (S. 11), ove durante il Barremiano-Aptiano si hanno dapprima conglomerati parzialmente silicizzati, a matrice calcareo marnosa, quindi torbiditi calcaree intercalate a livelli calcareo marnosi con lenti di selce.

Situazioni di *bacino* sono segnalate nel Settore 12, e, con sedimentazione maggiormente detritica, nei Settori 5 e 8.

Cenomaniano - Turoniano

In corrispondenza della *piattaforma* (S. 1 e 2) la sedimentazione prosegue (dall'Albiano superiore) a bassissimo idrodinamismo con calcari dolomitici in strati sottili, talora di colore nero o rosso, a lamine millimetriche, a luoghi incrociate, con intercalazioni di livelli clastici dolomitizzati, contenenti faune oligotipiche; solo nel Cenomaniano medio si osserva la tendenza ad un maggior ricambio di acque. Nelle aree retrostanti al margine si osservano tracce di erosione, di carsificazione e, a causa della parziale emersione delle zone più esterne, livelli di deposizione bauxitica: nel Cenomaniano inferiore si continua il sopracitato I livello, (S. 3) e nel Cenomaniano sup.-Turoniano inf. si ha il II livello bauxitico (S. 4); in particolare nelle zone di M. Cefalone (S. 4) la lacuna sembra estendersi dall'Albiano sup. al Turoniano inf. Assai prossime alla soglia risultano le zone di M. Cagno (S. 6), che vengono "annegate", così come si verifica, fra il Cenomaniano superiore e l'inizio del Senoniano, così per numerosi altri settori centroappenninici non analizzati nel presente contesto.

Anche i Monti Prenestini meridionali (Rocca di Cave; S. 5), inizialmente rientrano in questo quadro con calcari aptiano-albani in facies di *piattaforma* interna che passano a calcari cenomaniani in facies di soglia, ma al tetto di questi si hanno piccoli lembi di "Scaglia" turoniana e/o paleocenica indicanti, pertanto, situazioni di *seamount*, al largo del margine occidentale della *piattaforma*.

Situazioni di *bacino* - da identificarsi con quello umbro-marchigiano - si osservano nei Monti Reatini (S. 12), la cui scarpata di raccordo con il margine, cioè la *transizione*, si ha in Sabina e nei Monti Tiburtini-Prenestini (S. 5), con presenza di più o meno frequenti intercalazioni detritiche e/o biodetritiche così come al Gran Sasso d'Italia (S. 8), nella Marsica (S. 10) e nella Catena La Meta-Mainarde (S. 11).

Senoniano

Caratteristiche di *piattaforma* presentano i Settori 1, 2, 3 p.p. con prevalenti fanghi, talora ricchi di Ip-

puriti e di Radiolitidi, ad energia non molto elevata, ma costante.

Situazioni di *transizione* si riscontrano nei monti Sabini e Tiburtini (S. 5), al Passo del Carrito (S. 9) ove depositi tipo "Scaglia" tendono a prevalere sui *grainstones* bioclastici ricristallizzati (Crinoidi, Echinidi, Ostreidi, Pettinidi, Rudiste); invece, nella Catena La Meta-Mainarde (S. 11) prevalgono i livelli detritici e microdetritici cui si intercalano sottili livelli tipo "Scaglia". Al M. Genzana (S. 10) sono segnalati, infine, nell'ambito della successione campaniano-basso eocenica, depositi pelagico-detritici che passano prima ad ambienti a più alta produttività clastica e, poi, a situazioni costiere.

Situazioni di *bacino* con sedimentazione tipo "Scaglia" sono state riconosciute sia nei Monti Reatini (S. 12), sia nelle zone di Antrodoco-M. Cagno (S. 6), che nelle zone meridionali del Gran Sasso d'Italia (S. 8) ove, però, si hanno abbondanti apporti detritici e biodetritici, denunciati ambienti di bacino più prossimale.

Maastrichtiano - Paleogene

La piattaforma era ormai prevalentemente emersa per cui depositi riferibili a questo intervallo si osservano solo sporadicamente, lungo i suoi bordi, in corrispondenza di gradini variamente ribassati (Fig. 3 in DAMIANI, 1990b). In corrispondenza della fascia di *transizione* prossimale si hanno essenzialmente i "Calcarei saccaroidi" *auct.* (= Calcarei cristallini, Calcarei pseudocristallini, etc.) di origine prevalentemente bioclastica, depositi in vari momenti ed in vari ambienti, dalla spiaggia allo *slope*. Questi calcari affiorano nel Settore 1 (M.ti Lepini), alla estremità settentrionale dei rilievi ricadenti nel Settore 2 e nel Settore 3 (ove affiorano nella porzione settentrionale del gruppo del M. Cairo, poggiando in trasgressione subconcordante, tramite una breccia poligenica, su calcari riferibili al Malm-Berriasiano), nella porzione meridionale del Settore 9 sia a M.S. Nicola che nelle zone settentrionali del Fucino e nel Settore 11.

Ai "Calcarei saccaroidi" seguono nei M.ti Affilani settentrionali (S. 2 p.p.), poche decine di metri di calcari, di età imprecisata (con al tetto tracce di *Microcodium* diffuso anche nel Settore 1) e nelle zone meridionali del Settore 9 calcari dell'Eocene medio. Nei M.ti Aurunci orientali (S. 1 p.p.), invece, si osservano calcari paleocenici e/o dell'Eocene inf. direttamente al di sopra di calcari senoniani, talora con l'interposizione di lenti di bauxiti terrose.

In corrispondenza delle zone più esterne della piattaforma si osservano situazioni di *transizione* più persistente (S. 4, 6) che passano gradualmente a situazioni di *bacino* (S. 12) con sedimentazione tipo "Scaglia" che si ispessisce verso il largo ove presenta intercalazioni detritiche sempre più ridotte. Al tetto di questa sedimentazione compaiono nei Monti Sabini-Prenestini (S. 5) prima marne con intercalazioni di brecciole a macroforaminiferi (Luteziano p.p.-Aquitano) e, poi, la *Formazione di Guadagnolo* (= marne spongolitiche con intercalazioni calcarenitiche: PAROTTO & PRATURON, 1975), nelle zone di M. Cagno-Antrodoco (S. 6) marne spongolitiche e nei Monti Reatini (S. 12) le *Marne con cerroghna* (Aquitano-Langhiano).

Lacuna paleogenica

Non è ancora chiaro se questa lacuna - definita in letteratura impropriamente "paleogenica", dato che si

estende da vari livelli del Cretacico fino al Miocene medio - si sia verificata in condizioni subaeree oppure in regime subacqueo con mancata sedimentazione.

Nel Settore 1 i depositi miocenici troncano i sottostanti depositi paleogenici, mentre nel Settore 2, quando presenti, giacciono su sedimenti senoniani - o eccezionalmente mastrichtiani - con, a luoghi, l'interposizione - in entrambi i settori - di ruditi minute o di eccezionali episodi di breccie poligeniche potenti solo qualche decina di centimetri.

Nel Settore 4, a Rocca di Cave, i depositi miocenici trasgrediscono a luoghi sul Cenomaniano e, a luoghi, sul Turoniano o sul Paleocene; poco più a Nord, nel Settore 4, sul Turoniano, mentre nel Settore 9, talora sul Cretacico inferiore, talaltra sull'Eocene medio.

In generale la trasgressione miocenica, in corrispondenza della piattaforma si presenta come una *paracomformity*, mentre nelle zone periferiche di questa presenta geometrie e situazioni più differenziate.

3. SITUAZIONI DEPOSIZIONALI

A) Piattaforma persistente

3.1 SETTORE 1. MONTI AURUNCI-AUSONI-LEPINI (M. CHIOCCHINI*, A. MANCINELLI*, A. ROMANO* & A. URGERA**)

La successione calcareo-dolomitica mesozoica, ricostruita mediante dodici sezioni stratigrafiche parziali (ubicata in Fig. 1), si estende complessivamente dal Trias superiore al Senoniano con una potenza che si aggira intorno ai 3.300 metri.

Le correlazioni biostratigrafiche e cronostatigrafiche (Tav. VI) sono state effettuate sulla base dello schema proposto da CHIOCCHINI & MANCINELLI (1977) e CHIOCCHINI, MANCINELLI & ROMANO (1984).

I termini più antichi, riferibili al Trias superiore-Lias inferiore, affiorano raramente: le migliori esposizioni sono localizzate nei Monti Aurunci occidentali, lungo il versante nord-orientale del Monte Carbonaro e del Monte Cefalo, tra i centri abitati di Formia e Itri.

Il Trias superiore è rappresentato prevalentemente da dolomie saccaroidi, talora contenenti resti di Megalodontidi, e da calcari dolomiti laminati con frequenti stromatoliti. Verso l'alto è presente un episodio a Coralli coloniali ramificati. Secondo CARANNANTE, CARBONE, CATENACCI & SIMONE (1978) si tratta di sedimenti di piana cotidale con episodi lagunari a circolazione più o meno ristretta.

Il Lias inferiore è costituito inizialmente da prevalenti dolomie saccaroidi, mentre verso l'alto i sedimenti divengono via via più calcarei. La deposizione è avvenuta in un ambiente di piattaforma carbonatica inizialmente protetto, che solo tardivamente tende ad una maggiore apertura con conseguente maggiore ricambio delle acque.

Il Lias medio-superiore è rappresentato prevalentemente da "calcarei a *Palaeodasycladus*" della nota "facies a *Lithiotis*".

In generale si osserva il prevalere di una sedimentazione regolata da un notevole idrodinamismo, pro-

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

(**) Via Coriolano, Coreno Ausonio (FR).

babilmente conseguente alla fase di smembramento ed approfondimento delle parti marginali della "paleopiattaforma" (*sensu* CHIOCCHINI & MANCINELLI, 1978) del Trias superiore-Lias inferiore.

Sui "calcarei a *Palaeodasycladus*" poggiano i "calcarei oolitici" del Dogger basale, grossolanamente stratificati e talora parzialmente dolomitizzati. Questa unità ha una potenza variabile da una decina a qualche decina di metri. Le ooliti, con struttura interna a lamelle concentriche, si sono formate in un ambiente regolato da un elevato idrodinamismo. Le due unità suddette affiorano in diverse località dei Monti Aurunci centro-occidentali: risultano particolarmente ben esposte alla base del Monte Vomero, di fronte al centro abitato di Castellonoro.

A partire dal Dogger non esistono sostanziali differenze litologiche (alla scala utilizzata) tra le successioni giurassiche e cretacee dei Monti Aurunci e quelle coeve dei Monti Ausoni e dei Monti Lepini.

Il Dogger medio-superiore e buona parte del Malm sono rappresentati da prevalenti calcari micritici con irregolari intercalazioni dolomitiche. Ad intervalli rappresentati da sedimenti con associazioni molto povere, si alternano quelli dove le microfaune e le microflore sono discretamente abbondanti, sia dal punto di vista qualitativo che quantitativo (calcarei a *Pfenderina salernitana*, calcari a *Cladocoropsis mirabilis*, calcari a *Clypeina jurassica*, ecc.). La deposizione è avvenuta in un tipico ambiente di piattaforma carbonatica interna, caratterizzato da un idrodinamismo variabile, ma mai troppo elevato.

Verso la fine del Malm superiore, durante il Berriasiano e fino al Valanginiano inferiore l'idrodinamismo all'interno della piattaforma carbonatica va riducendosi; prevalgono le dolomie ed i calcari dolomitici, talora laminati, talora conglomeratici. Le rare intercalazioni di calcari micritici contengono associazioni bentoniche di piccole dimensioni e scarsamente differenziate. La presenza di frequenti episodi con resti di Characee indica apporti di acqua dolce derivanti da una o più fasi regressive.

Tra la fine del Valanginiano e l'inizio dell'Haute-riviano (probabilmente in corrispondenza di una fase trasgressiva) si assiste ad un graduale rinnovamento delle microfaune e microflore. Associazioni bentoniche ricche e variate si osservano anche nel Barremiano, nell'Aptiano e nell'Albiano inferiore; l'ambiente di piattaforma carbonatica interna poteva godere di un più costante ed elevato ricambio delle acque.

Tuttavia le successioni barremiano-aptiane sembrano interessate da due lacune deposizionali. La prima conseguente ad una fase regressiva verificatasi nel Barremiano, è evidenziata da calcari conglomeratici, da paleosuoli arrossati e da sottili livelli calcareo-marnosi con resti di Characee.

Questo evento è ben osservabile in diverse località dei Monti Aurunci e dei Monti Ausoni, in particolare poche decine di metri al di sotto della vetta del Monte Le Rave Fosche, situato nei pressi del paese di Itri (Monti Aurunci occidentali).

Il ben noto "livello calcareo-marnoso ad Orbitoline" (talora associate ad oogoni di Characee) presente al passaggio tra l'Aptiano inferiore e l'Aptiano superiore di numerose località dei Monti Aurunci, Ausoni e Lepini, potrebbe indicare la presenza di una seconda lacuna deposizionale.

L'Albiano superiore ed ancor più il Cenomaniano inferiore sono caratterizzati da calcari e dolomie

sottilmente laminate, con prevalenti lamine piano-parallele, ma talora anche debolmente incrociate; a luoghi le lamine assumono una tipica colorazione nerastra, oppure risultano fortemente arrossate. Gli strati dolomitici più spessi e massivi intercalati, contengono clasti calcareo-dolomitici che possono raggiungere il metro cubo di volume. Le associazioni bentoniche più comuni sono oligotipiche e costituite prevalentemente da Miliolidi ed Ostracodi.

In questo intervallo di tempo le parti più interne della piattaforma carbonatica erano soggette ad un regime idrodinamico estremamente basso: ciò in conseguenza della parziale emersione delle zone più esterne (affioranti per esempio nei Monti d'Ocre, in Abruzzo), con fenomeni di carsificazione e formazione dei noti depositi bauxitici (1° livello bauxitico).

I sedimenti prevalentemente calcarei del Cenomaniano medio-superiore contengono associazioni bentoniche più ricche e differenziate, che dimostrano come in questo intervallo di tempo le zone interne della piattaforma carbonatica fossero di nuovo soggette ad un maggiore e più costante ricambio delle acque.

Il passaggio tra il Turoniano ed il Turoniano è evidenziato dai noti "calcarei a *Cisalveolina fraasi*" che in questa area hanno una potenza di qualche metro.

Su questi ultimi poggiano strati calcarei amalgamati potenti circa una decina di metri, con frequenti frammenti di Rudiste; tali livelli, molto caratteristici risultano ben visibili e sufficientemente continui sul terreno, come ad esempio alla Serra del Pruno, presso Vallecorsa (Monti Ausoni).

All'inizio del Turoniano si osserva un nuovo impoverimento qualitativo e quantitativo delle associazioni bentoniche. La successione prevalentemente micritica è spesso interrotta da episodi conglomeratici che poggiano su superfici irregolari.

Nel complesso si tratta di una sedimentazione di piattaforma carbonatica interna caratterizzata da un idrodinamismo molto basso, interrotta da brevi e ripetuti episodi erosivi corrispondenti ad una fase regressiva che, nelle aree più esterne (come per esempio nei già citati Monti d'Ocre), è evidenziata da breccie bauxitiche (2° livello bauxitico).

Il Turoniano superiore ed il Senoniano sono rappresentati da prevalenti calcari micritici, talora ricchi di Hippuriti; anche le microfaune risultano via via più ricche di specie e di individui. L'ambiente di piattaforma carbonatica interna sembra nuovamente caratterizzato da un idrodinamismo non troppo elevato, ma costante.

In varie località, come ad esempio nei Monti Aurunci orientali, i sedimenti carbonatici del Senoniano sono sormontati da quelli del Paleocene superiore e/o Eocene inferiore, potenti soltanto qualche decina di metri. I calcari senoniani di letto risultano spesso interessati da fratture subverticali cementate da *Microcodium*.

I sedimenti paleogenici sono costituiti prevalentemente da calcari giallastri e biancastri, talora arrossati; alla base è a luoghi presente, un'intercalazione lenticolare di bauxite terrosa; nella parte media della successione si osservano intercalazioni marnoso-argillose grigiastre e rossastre. La sedimentazione è avvenuta in alcune zone probabilmente divenute marginali (gradini ribassati?) della articolata piattaforma carbonatica cretacea, ormai non più subsidente. La successione paleogenica è a sua volta troncata verso l'alto dai sedimenti trasgressivi del Miocene inferiore, rappresentati

inizialmente dai ben noti "calcarei a Briozoi e Lithotamni", che nei Monti Aurunci orientali vengono estratti come materiale ornamentale.

Localmente (Monte Cianelli, Monte Rotondo) l'inizio della trasgressione miocenica è evidenziato da un sottile livello di breccia poligenica ad elementi calcarei del Senoniano e del Paleogene, potente qualche decina di centimetri.

Il Miocene medio-superiore è caratterizzato da sedimenti terrigeni noti localmente come "marne di Ausonia" ed "argille gessifere di Penitro".

3.2 SETTORE 2. MONTI SIMBRUINI-CANTARI-ERNICI- "PRE-ERNICI"-AFFILANI-RUFFI p.p.

(A.V. DAMIANI*)

Inquadramento

Questo settore (Fig. 1) è costituito da vari gruppi montuosi che cartograficamente ricadono nei fogli, alla scala 1/100.000, 151 "Alatri", 152 "Sora", e, per le sue propaggini settentrionali, nel F° 145 "Avezzano". I Monti Simbruini, i Cantari e gli Ernici (procedendo da NW verso SE) danno luogo ad una dorsale che si affaccia sulla Valle del F. Liri e le cui sommità sovente sfiorano o superano i 2.000 metri; i Monti Ruffi, gli Affilani ed i "pre-Ernici" (così è stato di recente definito il gruppo di rilievi che si sviluppa fra Roiate, Pignolo, Guarcino), di quota assai meno elevata occupano, invece, la porzione orientale e di SW del settore e degradano verso la Valle Latina. I rilievi sono pressoché totalmente carbonatici e solo in corrispondenza delle vallate compaiono depositi silico-clastici torbiditici alto-miocenici (Valle del F. Aniene - tratto fra Marano Equo e gli Altipiani di Arcinazzo - Valle Roveto, Valle del F. Sacco - Valle Latina).

Al lavoro di terreno per l'aggiornamento della litostratigrafia di questo settore hanno collaborato il Dott. I. MENCARELLI ed il Dott. F. TUSCANO, come specificatamente indicato in testa alle 9 colonne litostratigrafiche relative al settore di pertinenza e che sono state rispettivamente misurate e campionate come di seguito indicato: **DA** "Pezze della Macchia" sul versante S del M. Cotento, lungo la strada che conduce al Valico S. Antonio; **DB** "Campo Rocchette-M. Vermicano" sul versante di SE del M. Agnello-M. Vermicano; **DC** "Sorgente Belvedere E-Macchia delle Campitelle", sul versante S di Colle Cimata; **DD** "Pantano" sullo stesso versante, ma più a E della precedente; **DE** "Santuario della Trinità" all'altezza del vicino piazzale; **DG** "Caprareccia-Collalto" a WNW di Trevi nel Lazio; **DH** "le Prata" 1 km a E della precedente; **DL** "Marano Equo" nei pressi di Marano Equo; **DM** "Colle Cardiglioso-S. Antonio", lungo la strada che porta a Filettino e costeggia l'abitato.

Cenni di stratigrafia

La successione affiorante (Fig. 2 in DAMIANI, 1990a), non si discosta molto da quanto noto per la piattaforma carbonatica laziale-abruzzese, anche se nell'ambito di questo settore risultano di particolare interesse: a) le variazioni laterali delle unità triassico-liassiche e l'impostazione di un braccio di mare aperto fra quelli che attualmente sono i M.ti Simbruini ed i M.ti Ernici; b) posizione delle litofacies maastrichtiane; c)

le particolari modalità del passaggio fra il Cretacico superiore ed il Miocene medio (Affilani, "pre-Ernici", bordo settentrionale della "dorsale"; cf. C¹¹ e M²); d) l'attuale posizione di affioramento dei litotipi medio-miocenici che sembrano differenziare paleogeologicamente una proto dorsale simbruino-ernica dalle adiacenti aree a SW, e, pertanto, rappresentare una chiave per l'interpretazione tettonica dell'intera area (DAMIANI, 1991; DAMIANI, in questo volume).

Si ritiene opportuno, fin da adesso, sottolineare che: la dolomitizzazione, specie quella che interessa i litotipi liassici, non corrisponde ad una linea tempo; l'elevatissima densità dei piani di taglio e l'intensissima cataclasiizzazione fino a "polverizzazione" delle dolomie, sovente non consentono di valutare sul terreno i rigetti o l'importanza delle superfici di taglio (ad es. *top* dello Spezzone **DD**) e, in taluni casi, di raccogliere campioni di adeguate dimensioni (Spezzone **DM**); per quanto riguarda i depositi cenozoici (che esulano dall'oggetto del presente lavoro) i riferimenti crono-stratigrafici sono da considerarsi soltanto di massima, in quanto relativamente a questo "momento" non si dispone nemmeno di una adeguata biozonazione per l'altofondo carbonatico; alcune distinzioni litostratigrafiche effettuate (DAMIANI, 1977) a suo tempo sul terreno e riportate in Fig. 2 possono costituire una notevole "chiave" interpretativa dell'evoluzione della regione considerata.

Norico - Aaleniano p.p.

Le numerose unità (ancora non formalizzate; DAMIANI, 1977; DAMIANI *et alii*, in questo volume) che ricadono in questo intervallo affiorano pressoché esclusivamente nella porzione centrale del versante di SW della dorsale simbruino-ernica e sono caratterizzate da una estrema variabilità, essendosi sedimentate in ambienti prevalentemente di acque basse (cf. discussione in DAMIANI, 1990a). Per quanto riguarda le anidriti della *Formazione Burano*, rinvenute in sottosuolo (Pozzo Trevi 1; MARTINIS & PIERI, 1964; DONDI & PAPETTI, 1966), non se ne sono trovate tracce in superficie.

T⁵ - Dolomie cristalline (subtidali) di color grigio in strati da pluridecimetri a metri a indistinti, con gasteropodi, lamellibranchi ed alghe dasycladacee (= *Fiumata* membro inferiore). L'ambiente è di piattaforma interna ben ossigenata. La potenza parziale (non affiora il letto) sembra raggiungere i 600 metri. Norico.

L²⁽³⁾-T⁶ - Dolomie ciclotemiche, variamente calcaree di color bianco-nocciola con lamellibranchi, gasteropodi, echinidi e stromatoliti. Questa dolomie (= *Fiumata*, membro superiore), le cui litofacies sono presenti anche nei M.ti Ernici, sono in continuazione verticale con **T⁵** e nella porzione inferiore appaiono eteropiche con **T⁶⁻⁵**. L'ambiente è di piana tidale e la potenza, mal calcolabile, potrebbe superare gli 800 metri. Negli affioramenti di NE (Vallepietra) l'unità potrebbe estendersi fino a parte del Lias (cf. **DC**). Norico-Sinemuriano p.p.

T⁶⁻⁵ - Dolomie di colore dal giallastro-nocciola, assai sottilmente stratificate, a resti di conifere, talora con bande cromatiche anche sub-millimetriche; veli di sostanze organiche; breccie autoclastiche, per variazioni di volume di sottostanti livelli, a silicizzazione diffusa (= *Fonte Santa*; **DM**). La sedimentazione si è verifi-

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

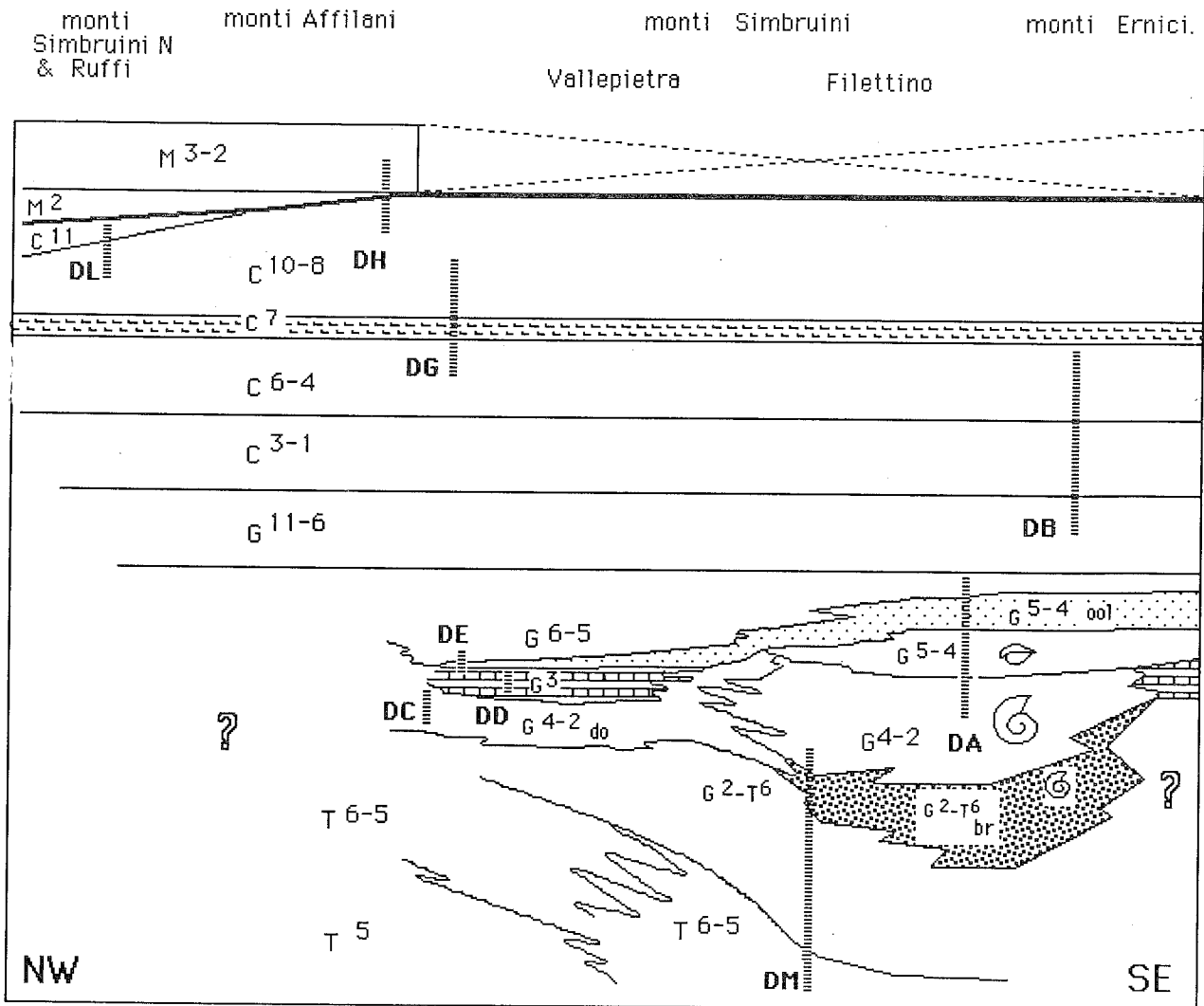


Fig. 2 - Schema dei rapporti stratigrafici relativi al Settore 2.

cata in lagune interne poco profonde a circolazione ristretta all'intorno di aree emerse, ma non si sono rinvenute tracce di evaporiti (solubilizzate?). Potenza compresa fra gli 800 ed i 1500 metri, ma potrebbero esservi raddoppi assai difficili da individuarsi. Norico p.p.-Retico p.p.

G²-T⁶_{do} - Dolomie secondarie a cristallinità anche molto grossolana "saccaroidi", di color bianco, in strati sovente metrici (= *S. Bernardino*; **DM**), rese a luogo incoerenti dalle sollecitazioni tettoniche. I relitti di strutture sedimentarie indicano un possibile ambiente di piana tidale al limite di zone a più elevato idrodinamismo. Potenza: da 0 ad alcune centinaia di metri a SE. Retico p.p.-Sinemuriano p.p. (?).

G²-T⁶_{br} - Ruditi dolomitiche grossolane (60 cm ed oltre) con rare intercalazioni di dolomie stratificate (potrebbe trattarsi anche di olistoliti), con silice diffusa e, nella porzione superiore, in arnioni (= *Brecce di Filettino*; **DM**). L'unità, assai difficile da individuarsi sul terreno per la natura dolomitica dei clasti, della matrice e del cemento, è in eteropia con G²-T⁶_{do} e potrebbe assumere il significato di una "megabreccia" indicante un ambiente di scarpata prossimale. Potenza: da

0 a 400 metri nelle zone di Filettino. Retico p.p.-Sinemuriano p.p. (?).

G⁴⁻² - Dolomie di colore grigio e giallastro, in strati pluridecimetri - centimetri e nodulari alla sommità dell'unità - con liste di selce e intercalazioni di marne dolomitiche giallastre e di livelli più calcarei. Significativi, resti di ammoniti e lamellibranchi, oltre a spicole di spugna, radiolari, "*Ophthalmidium*" (BENEÒ, 1935, 1936; DAMIANI, 1965, 1977, in questo volume; DAMIANI & PANNUZI, 1978; CARBONE & SIRNA, 1980; DAMIANI *et alii*, 1981, in questo volume). Questa unità (= *S. Antonio*), osservata anche nei M. ti Ernici e della quale è allegato il log solo delle porzioni inferiore e sommitale (**DA**, **DM**), presenta passaggi laterali con G⁴⁻²_{do}. L'ambiente, esterno alla piattaforma, è di transizione al bacino. La potenza raggiunge, forse, il migliaio di metri. Sinemuriano sup.-Toarciano inf.

G⁴⁻²_{do} - Dolomie cristalline secondarie, di colore grigio talora con tracce di paleocarsismo, piccoli filoni sedimentari e relitti di: dolomie ciclotemiche, doloruditi calciruditi (= litosoma *Ordigaro*). L'intensa dolomitizzazione purtroppo: a) impedisce di precisare i rapporti con le adiacenti unità eteropiche; b) non corri-

spondendo ad una linea tempo, ha variamente "digerito" le adiacenti unità calcaree: talora isolandone relitti (da grossi massi fino a blocchi di centinaia di metri cubi, sovente costituiti da G³); talaltra progredendo "in colonna" (Valle Forchitto, Vado di Porca), fino a saldarsi con le dolomie C³⁻¹. L'ambiente è vario e apparentemente comprensivo di situazioni emersive, di margine, di scarpata prossimale. Potenza variabile da luogo a luogo, ma raggiunge, talora, le centinaia di metri. L'età generalmente dovrebbe essere: Sinemuriano p.p.-Toarciano inf.

G³ - *Wackestones* e *grainstones*, raramente oolitici, di colore avana con fiamme rosse e/o verdastre, in strati pluridecimetri con abbondanti resti di *Palaeodasycladus* sp. e, nella porzione superiore (Vallepietra: DC, DD e DE), livelli di argilliti nerastre con molluschi della facies a *Lithiotis*; la dolomitizzazione al letto non corrisponde ad una linea tempo (G⁴⁻²_{do}). L'unità (= *Calcari a Palaeodasycladus*) è parzialmente eteropica con G⁴⁻², ma di ambiente di piattaforma interna; è presente sia negli affioramenti settentrionali dei M.ti Simbruini, che in quelli meridionali dei M.ti Ernici. Potenza massima misurata 230 metri. Pliensbachiano.

G⁴ - *Mudstones* e *wackestones* di color grigio o nocciola (tipo "corniola" umbra), sovente a fiamme plumbee (*Vadatino*; DA), in strati da sottili a spessi talora dolomitizzati, in basso nodulari e a ruditi minute, con pellets, ooidi in nuvole, anche di color nero, e partimenti argillo - marnosi giallastri. La presenza di crinoidi, brachiopodi, lamellibranchi e ammoniti (CARBONE & SIRNA, 1980) concorre nell'indicare un ambiente ancora esterno al margine. Potenza di poco superiore ai 100 metri. Toarciano sup.

G⁵ - *Grainstones* oolitici o a granuli rivestiti di colore biancastro con cemento spatato, in strati da pluridecimetri a metrici, talora dolomitizzati (= *Oolitico*). Nelle zone di NW (Vallepietra) le tasche e lenti di argille sabbiose assai ricche di materia organica, gli ooidi sciolti, le tracce di emersioni e la ridotta potenza complessiva (0-35 metri, DE) indicano un ambiente lagunare retrostante ad una barra e l'età sembra essere ancora toarciana. Più a SE (Val Granara, DA), l'unità è più spessa (200 metri), a luoghi dolomitizzata, ricca di intercalazioni di fanghi, di ambiente forse già esterno al margine e di età più recente (Aaleniano). Toarciano-Aaleniano.

Riassumendo (Fig. 2): in questo intervallo Norico-Aaleniano p.p., la sedimentazione delle unità più antiche si è verificata in sub-ambienti differenziati di acque basse. A partire dall'inizio del Liassico inferiore, mentre le zone estreme di NW e di SE sembrano tendere all'emersione, al centro si viene a definire una zona che ospita acque relativamente più profonde - specie nel Liassico - in comunicazione con mari più aperti (DAMIANI, 1977; DAMIANI & PANNUZI, 1978; CARBONE & SIRNA, 1980; DAMIANI *et alii*, 1981, in questo volume) che potrebbe definirsi un vero e proprio "canale" sul quale progreda l'unità oolitica.

Aaleniano p.p. - Maastrichtiano

Dall'inizio di questo intervallo, la sedimentazione nell'intero settore sembra raggiungere una relativa uniformità, anche se la sua base è ancora diacrona.

G⁶⁻⁵ - *Mudstones* e *wackestones* a macule di colore rosato, vinaccia, verdognolo ("*Calcari maculati*", BERGOMI, 1974), in strati anche metrici, con strutture da disseccamento, concrezioni di ossidi di Fe e superfici nodulari con veli argilloso-marnosi; talvolta si hanno: livelli oolitici, lumachelle a piccoli gasteropodi oligotipici e resti di vegetali (DA, DE) che riciducono l'ambiente ad una laguna interna poco profonda con episodi emersivi. Potenza 180 metri circa. Aaleniano (?)-Bajociano(?).

G¹¹⁻⁶ - *Mudstones* e *wackestones* di colore chiaro, in strati da pluridecimetri a metrici, dolomitizzati in basso, con: intercalazioni lito-bio-clastiche, oolitiche e frequenti noduli algali; alla sommità si hanno i livelli a *Campbelliella striata*. (*Calcari del SAIFAR*, DA e DB). L'ambiente è riferibile a lagune interne protette e a profondità ed idrodinamismo variabile. Potenza 800 metri circa. Bajociano p.p.-Titoniano.

C³⁻¹ - *Mudstones* e *wackestones* (cf. DB) sovente, specie nei M.ti Simbruini, completamente sostituiti da dolomie macrocristalline di colore grigio giallastro in strati da pluridecimetri a metrici, talvolta massivi. Assai sovente i singoli strati sono costituiti alla base da *grainstones*, quindi da *wackestones* e superiormente da *mudstones*. L'ambiente è ancora di laguna interna con apporti di acque dolci provenienti da zone emerse (presenza di Characee). Potenza, 600 metri circa. Neocomiano-Barremiano.

C⁶⁻¹ - *Mudstones* e *wackestones* di colore nocciola in strati da centimetrici a decimetrici, talora completamente sostituiti da dolomie macrocristalline, a luoghi con: strutture da disseccamento; ruditi più o meno minute (ad es. "calcari a punti neri"); dololuiti aranciate e rossastre. Nella parte inferiore dell'unità si ha nei M.ti Ernici (cf. DB) e nei "pre-Ernici" un livello argillo-marnoso a *Characeae* e a *Orbitolinidae* con *O. discoidea* var. *delicata*, *O. cf. bulgarica*, oltre a *Globotruncana appenninica*, *G. cf. stefani* in NEGRETTI, 1954); in quella superiore si ritrovano grossi bivalvi spatizzati, resti di diceratidi, gasteropodi ed i caratteristici bioorizzonti a: *Ovalveolina maccagnoe*, *Sellialveolina viallii* (a + 5,25 metri dal precedente), *Cisalveolina lehenneri* (a + 68 metri da *O. maccagnoe*), *Cisalveolina fraasi* (a + 115 metri da *O. maccagnoe*) quest'ultimo preso come limite fra Cenomaniano e Turoniano. Dal punto di vista ambientale sembrerebbe che mentre le zone di NE siano legate a lagune interne, quelle di SW ("pre-Ernici" ed Ernici p.p.) siano di piattaforma esterna. Potenza 550 metri circa. Aptiano-Cenomaniano.

C⁷ - *Mudstones* e *wackestones* sovente dolomitizzati, di colore chiaro, in strati decimetrici, a rudiste, con intercalazioni di: *packstones* e *grainstones* fossiliferi biancastri o rosati; dolomie macrocristalline; calcari dolomitici. L'ambiente è di laguna interna. Potenza: 250 ÷ 290 metri circa (DG). Turoniano.

C¹⁰⁻⁸ - Calcari di colore nocciola in strati pluridecimetri, talora metrici, variamente dolomitizzati, con resti di rudiste talora concentrate. Nell'ambito di un ambiente oscillante fra il margine e la laguna interna sul terreno si erano distinte due facies dai limiti non sempre cartografabili: a) a maggior energia, caratterizzata da abbondanti rudiste anche in posizione fisiologica

e microfaunisticamente coincidente con quanto indicato in letteratura (M. Scalambra, Colle Piseglio, Colle Ottaviano, M. Altuino); b) a minor energia, costituita per lo più da fanghi, nocciola o rosati, talvolta dolomitizzati, in monotone successioni di strati pluridecimetri, per lo più sterili (le rudiste - con la eccezione di un livello sommitale - sono assenti anche allo stato frammentario) o con biocenosi oligotipiche a *Nubercularidi*; M.ti Affilani, S. Maria della Portella-Colle Valle Savia, etc.; MOLINARI & TILIA, 1987; DAMIANI, 1990b, DAMIANI *et alii*, 1990). Potenza: 600 ÷ 875 metri a seconda dello sviluppo verso l'alto dell'intervallo. Coniaciano-Campaniano.

C¹¹ - *Grainstones* e ruditi minute bianche, talora dolomitizzati, ad orbitoidi, frammenti di rudiste e di echinodermi ("Calcare saccaroide" *auct.*), con subordinate intercalazioni di fanghi. Affiorano - aspetto assai importante - solamente nelle estreme propaggini settentrionali dei monti Simbruini, dei monti Affilani e nei Monti Ruffi di NE (DL) e sono ambientalmente riferibili a piattaforma esterna. Potenza 0-60 metri Maastrichtiano.

Al di sopra del "Calcare saccaroide", alcuni anni fa, lo scrivente ha riconosciuto due successioni oggi non più visibili (DAMIANI *et alii*, 1990): a) nei monti Affilani settentrionali, da finemente detrica a fangosa, potente quasi 35 metri contenente: una lente di *mudstones* a clasti eterometrici (anche neri, max. 10 cm); una lente di argilla giallastra; indizi di pulsazioni marine e di emersioni (superfici di ossidazione rossastre; *hardgrounds*, filoncelli colmati "per descensum"); calciliti a superfici nodulari (3-4 metri) con *Rhapydionina liburnica*; superfici argillificate; tappeti di "*Microcodium*"; b) nei monti Affilani meridionali (a WSW del M. Altuino, fra strati riferibili a C¹⁰⁻⁸ e a M²) costituita in basso da calcari più o meno dolomitizzati e da dolomie nerastre, potenti 6 metri, di età imprecisata (si era pensato potesse rappresentare un lembo di Paleogene), con lamine e superfici di discontinuità quindi da al di sopra di un orizzonte a grossi lamellibranchi indeterminabili, con al tetto un sottile livello arrossato e puddinghe gradate con elementi, anche nerasti, dispersi in abbondante matrice calcarenitica; questa successione (DAMIANI *et alii*, 1990) sembra piuttosto simile a quanto osservato nella colonna DH.

Lacuna "paleogenica"

In base alla localizzazione della sedimentazione del "Calcare saccaroide" (così come delle unità paleogenico-neogeniche) sembrerebbe che l'intera "dorsale simbruino-ernica" abbia cominciato a subire dislocazioni differenziate già nel tardo Cretacico, più complesse di quanto al momento noto (DAMIANI, 1990a).

Da questi momenti, pur se con pulsazioni, inizia in corrispondenza dell'intero altofondo carbonatico - fino a tutto il Miocene inferiore - la lacuna detta imprecisamente paleogenica e nel settore si differenzia l'evoluzione della "dorsale" simbruino-ernica da quella dei rilievi a levante (Affilani-"pre-Ernici"; DAMIANI, 1990b). Il tipo di contatto che più frequentemente si osserva in corrispondenza di questa lacuna è quello fra C¹⁰⁻⁸ e M³⁻², quasi sempre con giaciture parallele, sovente fra strati a superfici nette, con rari fenomeni di amalgamazione. Da questo tipo di contatto sembrerebbe lecito dedurre che durante la lacuna si sia avuto un momento di quiete tettonica, una *non-sedimentazione*

ed una *irrelevante erosione*, pertanto, un ambiente assai particolare, vuoi che la lacuna si sia verificata in ambiente subacqueo, sia sub-aereo.

Neogene

Il regime marino con la relativa sedimentazione, si instaura nuovamente in un imprecisato momento del Miocene medio-inferiore, non solo in corrispondenza delle zone bordiere dell'altofondo carbonatico (Fig. 3, in DAMIANI, 1985), ma anche di alcune zone più interne, che cominciavano a ribassarsi per motivi tettonici, oltre che per un gioco di variazioni di livello marino e di velocità di subsidenza. Infatti, mentre in corrispondenza della regione affilano-"pre-ernica" l'ingressione miocenica ben oltrepassa i limiti della sedimentazione maastrichtiana (C¹¹) con sedimentazione "a cuneo" dell'unità M², nella "dorsale simbruino-ernica" la sedimentazione post-coniaciana rimane relegata alle estreme zone settentrionali. Pertanto, contemporaneamente all'ingressione, fra queste due aree, oggi adiacenti, deve essersi creato un dislivello, anche se modesto, più per sollevamento dell'area simbruino-ernica che per abbassamento di quella affilano-"pre-ernica". Le scarse ruditi alla base del Miocene, tutt'al più limitate a clasti dispersi o a localizzati livelli metrici, ed i contatti fra C¹⁰⁻⁸ con M² o M³⁻² con superfici di strato nette, sottolineano la ridotta erosione verificatasi durante la lacuna paleogenica e la assenza di un preesistente paleorilievo. Purtroppo la bio-cronostratigrafia delle "unità" neogeniche è imprecisa perché, ancora oggi, i riferimenti si effettuano per via relativa, mancando una adeguata biozonazione.

M¹ - "Calcareniti arancioni ad echinidi" (BERGOMI, 1974; BERGOMI & DAMIANI, 1978; MOLINARI PAGANELLI & TILIA ZUCCARI, 1987) a granulometria minuta, discretamente classate, di colore arancione, con frammenti di echinodermi e pettinidi, talora con *Amphystegina*. In taluni casi alla loro base si osserva una matrice poligenica con elementi da sub-arrotondati a spigolosi, mentre i clasti ruditici dispersi (anche micriti verdi, sconosciute nella serie locale) sono ben arrotondati (a S di M. Altuino) o con carattere di intraplasti (DH; successione di Caloviglia in DAMIANI *et alii*, 1990). L'ambiente è da riferirsi a piattaforma aperta, relativamente profonda, ad energia elevata. Potenze variabili da 0 a 60 metri. ? Langhiano p.p.

M³⁻² - Biocalcareni biancastre ("*Calcari a Briozoi*" e/o "*a Litotamni*" *auct.*) in strati mal definiti anche plurimetrici (20 ÷ 30 metri), nella porzione inferiore di colorazione grigio-giallastra, mentre in quella superiore - a granulometria maggiore - biancastra. Oltre a briozoi (assenti alla base) e, talvolta, a litotamni, vi si rinvengono abbondanti: molluschi, echinodermi, coralli, etc. L'unità affiora lungo il bordo settentrionale della dorsale simbruina, sul fondo del Pozzo Trevi 1 (3448-3549 metri) ed assai estesamente - tanto da caratterizzarli - nei monti Affilani e "pre-Ernici". L'ambiente è di piattaforma aperta, relativamente profonda. Potenza massima 300 metri. Langhiano p.p. (?) - Serravalliano.

Si ritiene che in questo momento si accentuino le dislocazioni lungo le faglie longitudinali e che si formino le depressioni che si restringeranno progressivamente in senso trasversale, limitando, quindi, la sedi-

mentazione sempre più alle loro zone centrali ("Argille e/o Marne ad *Orbulina*" *auct.*), ma che, approfondendosi sempre più, richiameranno ed "ospiteranno" le decine di centinaia di metri di torbiditi silico clastiche (cf. Fig. 2 in DAMIANI 1990b; PAROTTO, 1971; DAMIANI & SALVATI, 1977; BELLOTTI *et alii*, 1982) e localmente le *Argille e sabbie a Robulus*.

3.3 SETTORE 3. MONTE CAIRO

(M. CHIOCCHINI*, A. MANCINELLI*, A. ROMANO* & A. URGERA**)

Il massiccio del Monte Cairo costituisce il prolungamento verso sud-ovest della struttura di Serra Lunga, affiorante nella Marsica nord-occidentale.

I termini più antichi sono rappresentati dai calcari ad Ellipsactinie intensamente fratturati e a luoghi milonizzati; questi litotipi sono osservabili nella parte nord-orientale della struttura in esame, lungo il versante orientale di Monte Piano. Si tratta di calcari organogeni che si sono depositi nelle zone marginali della piattaforma carbonatica, durante il Giurassico superiore.

Il passaggio tra il Giurassico superiore ed il Cretaceo è rappresentato da calcari ben stratificati con intercalazioni dolomitiche, contenenti *Clypeina jurassica* e *Campbelliella striata*. Questa successione, almeno in parte eteropica dei calcari ad Ellipsactinie, è ben esposta immediatamente ad Ovest della cima del Monte Cairo (Omo di Cairo).

Ad oriente della suddetta cima, invece, affiora una successione, interessata da numerose faglie, costituita da alternanze di calcari oolitici, calcari con *birdseyes* e calcari organogeni ricchi di Nerinee, e grandi Foraminiferi arenacei (*Lituolidae*). La deposizione di questi litotipi calcarei è avvenuta, durante il Neocomiano, in un ambiente ad elevato idrodinamismo, in prossimità del margine della piattaforma carbonatica.

Nella zona sud-orientale della struttura del Monte Cairo si ha una successione costituita inizialmente da calcari grossolanamente stratificati, ricchi di alghe Codiacee e Dasycladacee, riferibili all'Hauteriviano-Barremiano. Tali sedimenti si sono depositi in un ambiente di piattaforma carbonatica interna, caratterizzato da un notevole idrodinamismo, probabilmente in prossimità della zona marginale. La presenza di livelli arrossati e di calcari ad ooliti rotte e rigenerate, nell'intervallo riferito al Barremiano, sembra indicare una fase regressiva.

Successivamente, durante l'Aptiano e buona parte dell'Albiano, la sedimentazione sembra regolata da un minore idrodinamismo che ha portato alla deposizione di prevalenti fanghi carbonatici, tipici di un ambiente di piattaforma carbonatica interna.

Sui sedimenti albiani poggiano direttamente quelli del Cenomaniano medio. E' quindi presente una lacuna di notevole ampiezza (Albiano superiore-Cenomaniano inferiore), talora evidenziata da un livello di bauxite terrosa che, almeno nelle zone esaminate, non raggiunge il metro di potenza.

Questa lacuna trova una perfetta corrispondenza stratigrafica con quella osservabile in numerose zone della struttura di Serra Lunga e dei Monti d'Ocre (1° livello bauxitico).

La successione cenomaniana riprende con la deposizione di calcari prevalentemente micritici, talora

ricchi di Gasteropodi e si chiude con il ben noto "livello a *Cisalveolina fraasi*".

I sedimenti del Turoniano e del Senoniano sono costituiti da prevalenti fanghi micritici, a luoghi ricchi di resti di Rudiste. Questi litotipi sono del tutto simili a quelli che affiorano in altre aree del Lazio meridionale (ad esempio Monti Aurunci, Ausoni e Lepini) la cui deposizione è avvenuta in un tipico ambiente di piattaforma carbonatica interna, ora divenuta molto articolata.

Nella zona nord-est del rilievo di Monte Cairo, tra i paesi di Terelle e Belmonte, sui calcari riferibili al Malm superiore-Neocomiano, depositi in un ambiente prossimo al margine della piattaforma carbonatica, poggiano, in trasgressione apparentemente subconcordante, i "calcari saccaroidi" ("calcari cristallini" *auct.*) del Cretaceo superiore sommitale (Campaniano-Maastrichtiano). La base della trasgressione è evidenziata da un livello di breccie calcaree poligeniche con litoclasti di vario colore ed età (Giurassico superiore e Cretaceo). Lo spessore di queste breccie, seppure localmente molto variabile, si aggira intorno ad alcune decine di metri.

Le successioni analizzate, ubicate in Fig. 1 sono stata correlate nella Tav. VI.

3.4 SETTORE 4. MONTI D'OCRE

(M. CHIOCCHINI*, A. MANCINELLI*, A. ROMANO* & A. URGERA**)

I Monti d'Ocre rappresentano il proseguimento verso nord-ovest della Catena del Monte Sirente.

L'area presa in considerazione è quella circostante al Piano di Campo Felice, compresa all'incirca tra i centri abitati di Casamaina e Rocca di Cambio.

La successione cretacea, la cui potenza si aggira intorno agli 800 metri, è stata ricostruita per mezzo di quattro successioni stratigrafiche parziali, ubicate nella Fig. 1 e correlate nella Tav. VI.

I sedimenti più antichi sono riferibili al Neocomiano ed affiorano nella zona di Lucoli: si tratta di grainstones fini, scarsamente organogeni, e di caratteristici calcari con *birdseyes* e fenestrae, depositi in ambiente intercotidale prossimo al margine della piattaforma carbonatica.

All'inizio del Barremiano l'ambiente di sedimentazione diviene quello tipico di piattaforma carbonatica interna, caratterizzato da un idrodinamismo piuttosto basso, che favorisce la deposizione di fanghi carbonatici. Tale situazione si mantiene invariata durante il Barremiano e l'Aptiano, fino all'inizio dell'Albiano superiore.

Successivamente le serie cretacee sono interessate da una o due lacune (D'ARGENIO, 1963; BOSI & MANFREDINI, 1967; CHIOCCHINI, MANCINELLI & ROMANO, 1988), con situazioni diverse da luogo a luogo.

Quella più comune è osservabile al Monte Orsello, dove i sedimenti dell'Albiano risultano parzialmente erosi e carsificati; le cavità sono riempite da depositi di bauxite pisolitica ad andamento lenticolare con numerose apofisi verso il basso. Questo "1° livello bauxitico" può raggiungere una potenza massima di 8-10 metri.

La sedimentazione carbonatica riprende con i calcari micritici della fine del Cenomaniano medio, protrandosi durante il Cenomaniano superiore. Questa prima lacuna si estende, quindi, dalla fine dell'Albiano a buona parte del Cenomaniano medio. Al tetto dei sedimenti cenomaniani è presente una breccia con ce-

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

(**) Via Coriolano, Coreno Ausonio (FR).

mento arrossato di circa 2-3 metri di spessore (2° livello bauxitico *auct.*). Su questa breccia poggiano calcari ad Hippuriti del Turoniano superiore, potenti solo qualche metro in corrispondenza della miniera abbandonata di bauxite, ma che raggiungono 20-30 metri di potenza nella parte sud-orientale del Monte Orsello. Questa seconda lacuna si estende dalla fine del Cenomaniano all'inizio del Turoniano superiore.

Sui calcari turoniani poggiano in trasgressione subparallela le calcareniti del Miocene inferiore, talora ricche di Pectinidi.

In altre località, come ad esempio al Monte Rondone, all'estremità nord-occidentale dei Monti d'Ocre, il "1° livello bauxitico" è sostituito da due livelli di breccie con cemento rosso, separati da circa 30 metri di calcari micritici del Cenomaniano inferiore.

All'estremità orientale del Monte Cefalone, in prossimità della vetta, i calcari dell'Albiano sono sormontati direttamente da quelli del Turoniano superiore, potenti circa una decina di metri. Il contatto è evidenziato da sottili strati argillosi con tracce di paleosuoli. Questa ampia lacuna corrisponde allo stesso intervallo di tempo delimitato dalle due lacune precedentemente descritte.

B) Transizione

3.5 SETTORE 5. MONTI SABINI-PRENESTINI SETTENTRIONALI E MONTI PRENESTINI MERIDIONALI (D. COSENTINO* & M. PAROTTO*)

Al lavoro di terreno per l'aggiornamento della litostratigrafia di questo settore hanno collaborato S. CORRADO, B. CRESCENZI, C. GIOIA, come specificato in testa alle colonne relative al settore di pertinenza.

a) Monti Sabini - Monti Prenestini settentrionali

E' stata ricostruita una sequenza estesa dal Trias superiore al Miocene (Fig. 3). La sequenza è continua, anche se le forti deformazioni tettoniche ne hanno reso problematica la campionatura. Al Trias dolomitico e alla formazione del Calcare massiccio fa seguito una successione pelagica di scarpata, caratterizzata da ripetute intercalazioni, nei termini pelagici, di corpi detritici, spesso canalizzati (megabreccie nella Corniola,

(*) Dipartimento di Scienze della Terra - Università "La Sapienza" di Roma.

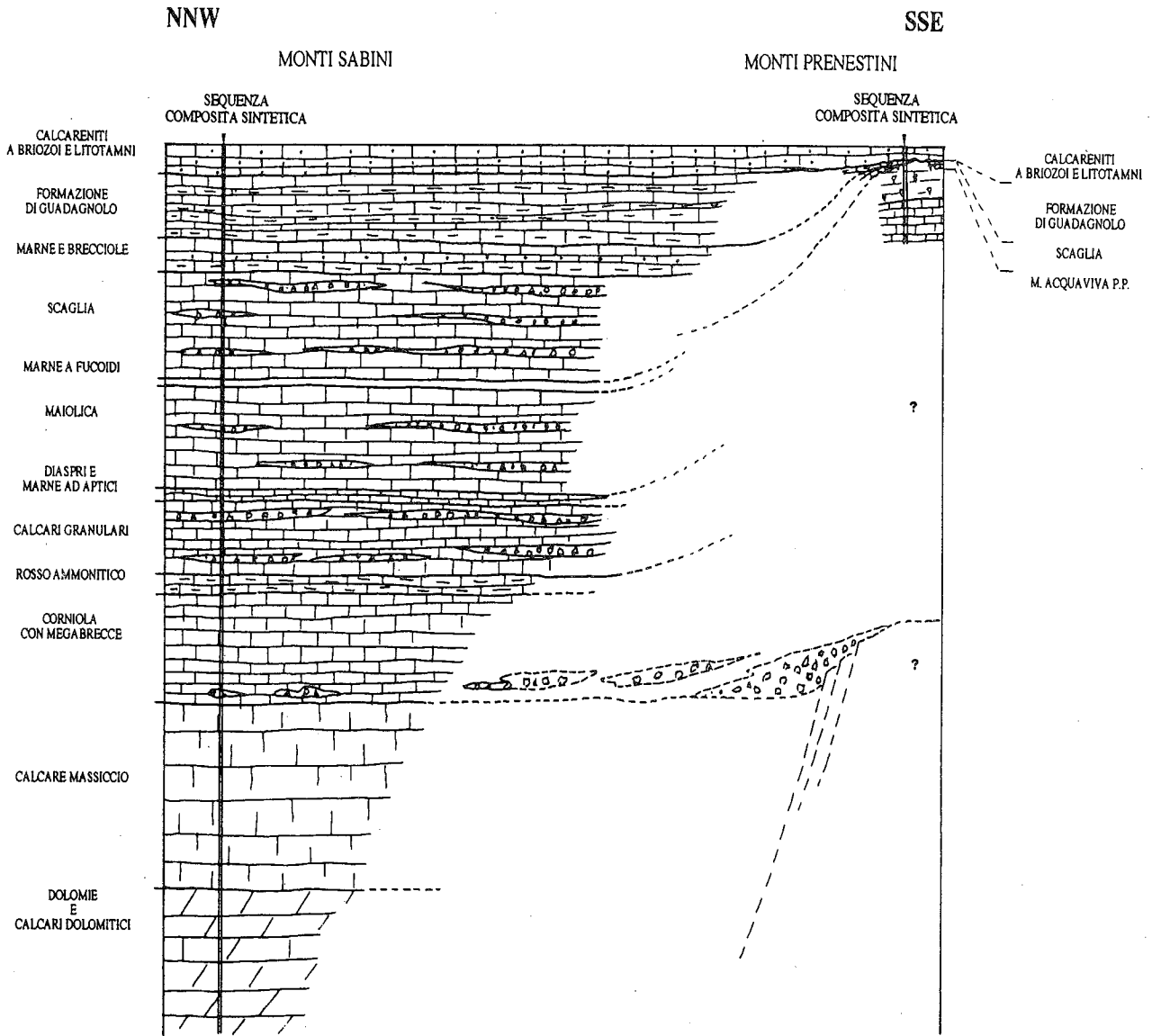


Fig. 3 - Sequenze composite sintetiche relative ai Monti Sabini e ai Monti Prenestini e schema di correlazione.

flusstorbiditi a vari livelli, brecce a vario grado di elaborazione nel Dogger, nella Scaglia rossa e nella Scaglia cinerea, ecc.). Tipica è la formazione dei Calcari granulari (LORTI, 1926), costituita da banconi massivi di calcari oolitici e detritici, compresa tra il Rosso ammonitico e i Diaspri.

Il passaggio al Cenozoico è sostanzialmente continuo (si riconoscono locali, modeste lacune): dalla Scaglia si passa a marne con brecciole a macroforaminiferi (Luteziano-Aquitano) e alla Formazione di Guadagnolo (marne, anche spongolitiche, con intercalazioni calcarenitiche), che a sua volta passa in continuità ai Calcari a Briozoi e Litotamni.

La sequenza illustrata si presenta con caratteristiche pressoché costanti, oltre che in Sabina, anche nei Monti Tiburtini (a partire dal Rosso ammonitico) e nei Monti Prenestini settentrionali (per la sola parte superiore). Più a sud la porzione di serie affiorante si presenta più ricca di intercalazioni detritiche, come testimonianza dell'approssimarsi della zona di alimentazione.

b) Monti Prenestini meridionali

La successione esaminata è quella, ben nota, di Rocca di Cave (Fig. 3). I termini più antichi affioranti sono riferibili al Cenomaniano in facies di soglia, sovrapposti a livelli dell'Aptiano-Albiano in facies di piattaforma interna. Questa parte della sequenza suggerisce un ritiro della soglia, a cui fa seguito un lungo periodo di emersione. Piccoli lembi discontinui di scaglia turoniana e/o paleocenica (con numerosi filoni sedimentari nei sottostanti calcari di soglia) indicano che la struttura di Rocca di Cave è stata per un certo periodo una *seamount* al largo del margine occidentale della piattaforma.

La sequenza è ricoperta in trasgressione (con leggera discordanza) dal Miocene: pochi metri di marne e calcareniti (correlabili con la Formazione di Guadagnolo) sormontate dai Calcari a Briozoi e Litotamni, ricchi di granuli glauconitici (età radiometrica della glauconite: circa 21 Ma; DISCENDENTI *et alii*, 1972).

La sequenza cretacea rappresenta quindi una testimonianza del margine occidentale della piattaforma carbonatica laziale, nel Cenomaniano; la sequenza della Sabina e dei Monti Tiburtini-Prenestini settentrionali rappresenta invece l'ambiente di scarpata di raccordo tra la piattaforma e il contiguo "bacino" umbromarchigiano.

3.6 SETTORE 6. ANTRODOCO-M. GIANO-M. CAGNO (G. MARIOTTI*)

Al lavoro di terreno per l'aggiornamento della litostratigrafia di questo settore hanno collaborato F. CAPOTORTI, P. GALLI, A. GIOVANNELLI, come specificato in testa alle colonne relative al settore di pertinenza.

Introduzione

Vengono sintetizzate le principali caratteristiche delle successioni delle litofacies dei rilievi a Nord-Est di Antrodoco (gruppo montuoso del Monte Giano e Monte Cagno), tra il Giurassico inferiore e l'Aquitano.

Lo schema (Fig. 4) illustra i rapporti originari tra i gruppi di litofacies presenti nell'area e si basa sulla correlazione di quattro colonne stratigrafiche (Tav. ?): Monte Giano-Colle Marzo (GB), Monte Cagno (GC), Piano della Fonte (GE) e Valle del Velino (GD); queste colonne, grossomodo in quest'ordine, possono infatti rappresentare un transetto tra la piattaforma e il bacino adiacente, che evidenzia sia l'evoluzione dei rapporti laterali e verticali tra i due, sia il definitivo annegamento della prima.

Alla base dello schema, è indicata la presenza di calcari dolomitici e dolomie del Trias e Lias inferiore (qui non trattati) che, con spessore di circa 700 metri, costituiscono la base della successione affiorante, passando verso il basso ai terreni attraversati dal sondaggio Antrodoco 1 (MARTINIS & PIERI, 1959). Al Monte Giano e al Monte Cagno permangono condizioni di sedimentazione neritica praticamente sino alla fine del Cretacico inferiore; facies riferibili ad ambienti di *slope* o bacinali sono sviluppate dal Giurassico nella Valle del Velino (non discusse nel settore) e compaiono con l'inizio del Cretacico superiore anche sui bordi della piattaforma (Monte Cagno, Piano della Fonte), che vengono annegati. Quest'ultimo evento, presumibilmente connesso anche ad una fase tettonica, è segnato da pelagiti che poggiano in discordanza sul substrato di *slope* o di piattaforma. Verso l'alto, la successione evolve, attraverso termini marnoso-calcarei e quindi argillosi (Marne con Cerrogna, Marne a Pteropodi) al Flysch della Laga (non illustrati nella schema).

Sono riconoscibili variazioni laterali e verticali di facies: in generale la sedimentazione neritica è avvenuta in ambienti di piattaforma carbonatica aperta, ove sono testimoniate migrazioni di facies più marginali nel corso del Giurassico e del passaggio Cretacico inferiore-superiore, e facies più interne nel corso del Cretacico inferiore (vedi colonne GB e GC). La sedimentazione pelagica si sviluppa sul margine di piattaforma e sui suoi gradini ribassati, con un brusco annegamento a partire dal Cenomaniano (serie GC e GE); nell'area di *slope*, l'annegamento si realizza con la sovrapposizione di pelagiti distali su depositi bioclastici. Il passaggio alla sedimentazione delle pelagiti avviene, come detto, bruscamente ed è accompagnato da condensazioni e lacune stratigrafiche, variazioni di spessori nei termini compresi tra il Cretacico superiore e l'Aquitano, e da discordanze geometriche.

Riferimenti formazionali e ubicazione delle serie

Per le suddivisioni formazionali adottate nelle colonne, non essendoci alcunché di codificato nell'area (eccezione fatta per le pelagiti riferite alla "Scaglia"), anche per favorire la correlazione con gli altri settori, si è preferito il riferimento a formazioni confrontabili note in letteratura, con le ovvie approssimazioni.

Pertanto i termini giurassico-cretacici in facies di piattaforma sono stati confrontati alle formazioni del *Morrone di Pacentro* e di *Monte Acquaviva* (vedi CRESCENTI *et alii*, 1969); per le pelagiti al di sopra della *Scaglia* si è utilizzato il termine di *Marne spongolitiche* per indicare la porzione basale di una formazione marnoso-calcareo, soprattutto verso il basso selcifera e ricca di spicole di spugne. Queste marne sono riferite (in relazione alle aree di affioramento e al vario sviluppo dei litotipi) a: *Formazione di Guadagnolo, Bisciario, Cerrogna o Schlier* (vedi CIVITELLI *et alii*, 1988 a, b). La serie di Monte Giano-Colle Marzo (GB) è stata cam-

(*) Dipartimento di Scienze della Terra - Università "La Sapienza" di Roma.

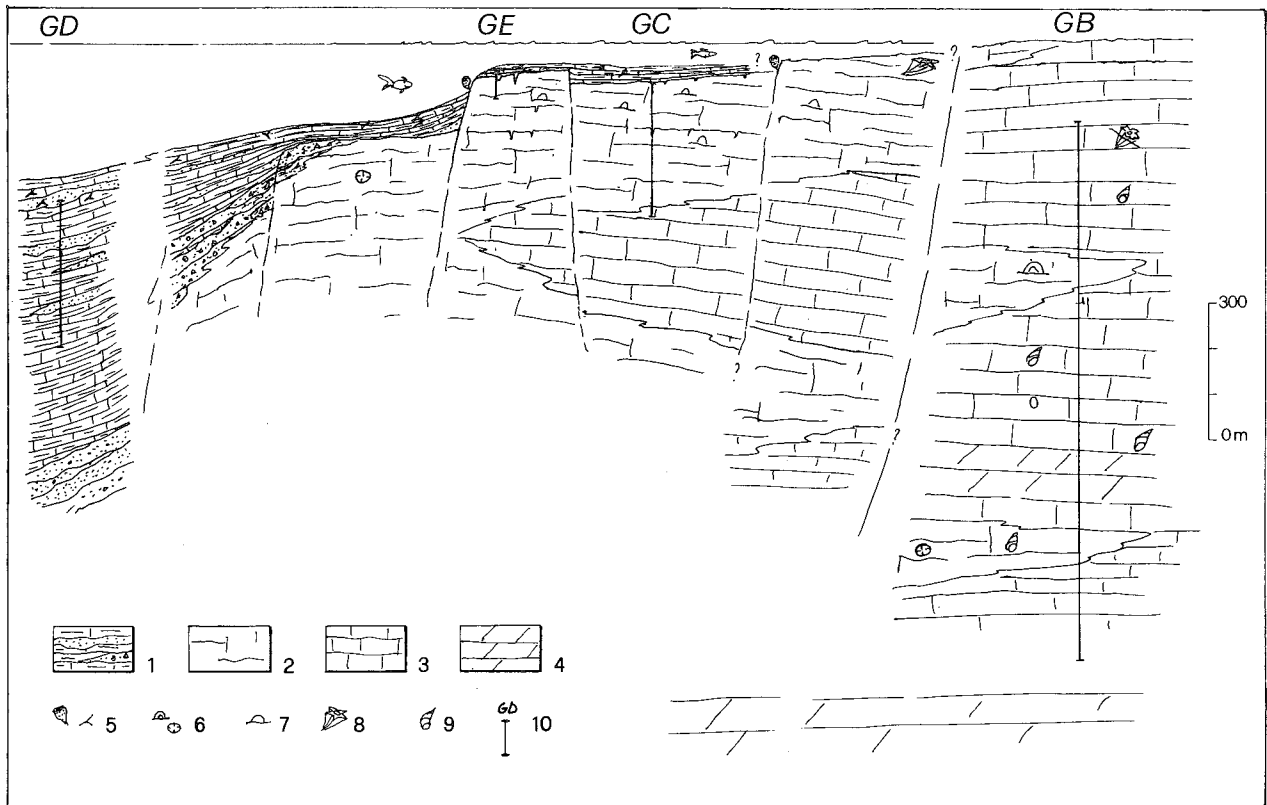


Fig. 4 - Schema dei rapporti stratigrafici tra l'Aquitano ed il Burdigaliano nel settore considerato. Nella sezione, ove non sono rispettate le distanze orizzontali, sono stati proiettati e sintetizzati i dati relativi ad un transetto circa Nord-Sud (da sinistra a destra). Legenda: 1) pelagiti e risedimenti; 2) calcari di margine; 3) calcari di piattaforma; 4) dolomie e calcari dolomitici; 5) spugne e spicole; 6) idrozoi e coralli; 7) orbitoline; 8) rudiste; 9) gasteropodi; 10) sezioni descritte.

pionata seguendo la cresta che dalla cima di Monte Giano scende verso sud-est fino alla località Cinno, passando per Colle Marzo. La serie di Monte Cagno (GC) è stata campionata sul suo versante meridionale, tra la cima omonima e la località Prata di Cagno. La serie di Piano della Fonte (GE) è stata campionata nella omonima località, tra il Monte Cagno e la Valle del Velino. Infine, la serie della Valle del Velino è stata campionata lungo un tratto della valle, circa 7,5 km a Nord di Antrodoco.

Discussione e correlazione

Al di sopra delle dolomie e dei calcari dolomitici del Triassico e Liassico inferiore, i termini più antichi rappresentati nello schema sono quelli costituenti la successione di Monte Giano-Colle Marzo; nella porzione inferiore si tratta di calcari nocciola a foraminiferi bentonici che possono essere collocati entro un ampio intervallo compreso tra il Lias medio e il Bajociano inferiore e di calcari biancastri, con un grosso episodio dolomitizzato verso il basso, riferiti al Giurassico medio; oncoidi anche centimetrici ed ooliti sono abbastanza diffusi in tutto l'intervallo. La porzione superiore (Giurassico superiore-Cretacico inferiore) comprende un monotono ripetersi di litotipi, con presenza anche di episodi rudistici bioclastici; in particolare nel Cretacico inferiore sono maggiormente diffuse facies fangose con strutture da disseccamento

L'intera successione è collocabile, entro un ambiente di piattaforma carbonatica, in una laguna aperta ove sporadiche migrazioni di facies marginali sono

testimoniate da livelli oolitici e/o bioclastici a frammenti di celenterati e molluschi, soprattutto nel corso del Dogger-Malm.

Al di sopra della successione di Monte Giano-Colle Marzo, e più vicino al bordo della piattaforma, è da situare la successione di Monte Cagno. Si tratta di calcari rudistici bioclastici (con livelli ricchi in Orbitoline), prevalenti rispetto agli episodi fango sostenuti; superfici erosive, paleocarsismo ed arrossamenti, gradazioni entro gli strati suggeriscono ambienti di *shoaling* ed aree a momenti emerse, separanti aree lagunari anche isolate e caratterizzate da brusche variazioni dell'energia delle acque, in connessione anche ad episodi di tempesta. Zone colonizzate da caprinidi, non riconoscibili lungo la colonna campionata, ma presenti sporadicamente in aree vicine, confermano una forte prossimità alla soglia, almeno a livello del Cenomaniano; parte del Cretacico inferiore (alla base di questa successione, come alla sommità di quella di Monte Giano-Colle Marzo) è rappresentato invece da calcari di laguna interna.

E' evidente dallo schema che i calcari neritici al Monte Cagno e al Piano della Fonte vengono coperti bruscamente da pelagiti (il contatto è ricostruito nella colonna di Piano della Fonte): l'affogamento di quest'area di soglia è avvenuto a partire dal Cenomaniano

La serie pelagica comprende termini sia alto cretacici che paleogenico-miocenici fortemente condensati (Piano della Fonte), che passano, allontanandosi dalla piattaforma, ai corrispondenti termini sviluppati normalmente lungo uno *slope*, verso la Laga e la Valle del

Velino (vedi la colonna Valle del Velino). La successione condensata, spesso pochi metri, è costituita, dal basso, da calcari marnosi bianchi, marne rosa e quindi di marne verdastre e grigie a foraminiferi planctonici.

I livelli più alti rappresentati nello schema corrispondono alla diffusione delle marne e calcareniti, con spicole di spugne e selce, aquitaniane, che costituiscono un orizzonte di riferimento ben utilizzabile nelle aree di transizione attorno alla piattaforma.

3.7 SETTORE 7. CORNO GRANDE - M. CAMICIA

(L. PASSERI*, L. ADAMOLI**, A. BIGOZZI*, G. CIARAPICA* & S. CIRILLI*)

La catena del Gran Sasso è situata al limite tra la zona Abruzzese (con facies di piattaforma carbonatica persistenti dal Trias superiore al Miocene) e la zona Umbro-Marchigiana (con facies pelagiche a partire dal Lias medio).

Questa catena è costituita dalla sovrapposizione di almeno due principali unità tettoniche nord-vergenti a direzione E-W: l'unità inferiore di S. Colomba e l'unità superiore Corno Grande-M. Prena.

I termini più antichi dell'unità inferiore sono rappresentati, in affioramento, da Corniola (Lias medio); quelli dell'unità superiore sono formati da rocce dolomitiche e bituminose del Trias superiore.

L'unità superiore, come emerge dallo schema, presenta variazioni di facies da W ad E: il Corno Grande contiene facies di piattaforma carbonatica del Trias superiore e del Lias inferiore (sezione del Corno Grande); il M. Camicia (nella parte orientale della catena) contiene, nello stesso intervallo di tempo, facies bacinali, inizialmente euxiniche (sezione di Vraddda). Transizioni tra queste due situazioni sono presenti nel versante meridionale del M. Prena (sezione di Monte Prena).

Il Trias superiore e il Lias inferiore nella zona Abruzzese, immediatamente a Sud della catena del

Gran Sasso, presentano facies di piattaforma carbonatica (affioramenti di M. Meta, Capo Le Serre e Ofena).

I tre tipi di sequenza, identificati nella catena settentrionale del Gran Sasso, rappresentano la storia evolutiva, nel Trias superiore e Lias inferiore, di un complesso di piattaforma carbonatica-bacino non coincidente ad alcun lineamento paleogeografico giurassico noto nell'area. Infatti la catena del Gran Sasso dal Lias medio costituì la zona di transizione tra la piattaforma abruzzese, a Sud, e il bacino umbro-marchigiano, a Nord. Nel Trias superiore e Lias inferiore la transizione tra piattaforma e bacino, nella catena, si realizzò invece da W ad E. L'evoluzione dell'area di margine mette in evidenza la progradazione della piattaforma sul bacino secondo questa direzione.

Le ricostruzioni paleogeografiche prevedono quindi l'esistenza di un bacino triassico-liassico embrionale, inizialmente euxinico (Bacino del M. Camicia); nel Lias medio questo bacino avrebbe perso la sua individualità e si sarebbe saldato al più vasto bacino giurassico umbro-marchigiano.

Sintesi recenti sulla catena del Gran Sasso sono contenute in VEZZANI & GHISSETTI (1986), GHISSETTI *et alii* (1990), GHISSETTI & VEZZANI (1990) per i complessi aspetti strutturali, e in ADAMOLI *et alii* (1990), ADAMOLI (in stampa) e BIGOZZI *et alii* (in questo volume), BA-

(*) Dipartimento di Scienze della Terra - Università di Perugia.
(**) V. Cona, 114 - 64100 Teramo.

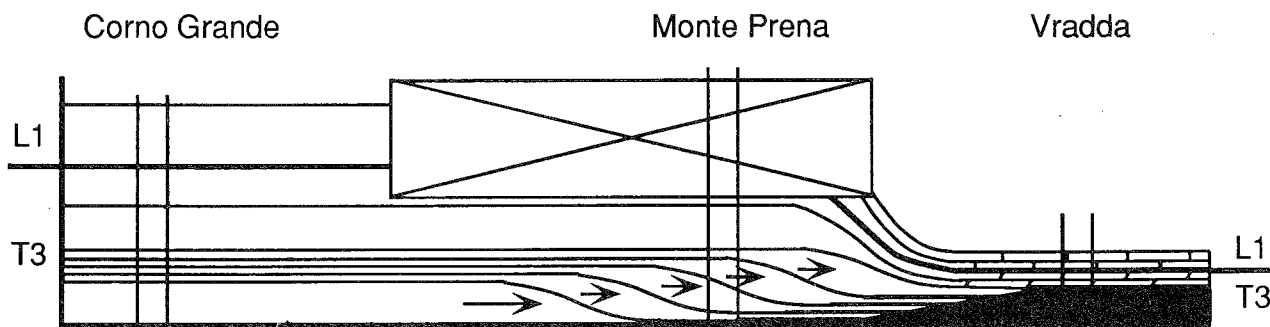
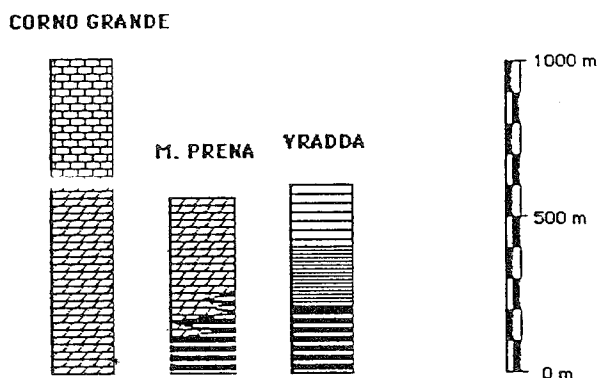


Fig. 5 - Evoluzione del sistema piattaforma-bacino nel Trias superiore della catena del Gran Sasso tra il Corno Grande (a W) e il Monte Camicia - M. Tremoggia (ad E). Dopo una prima fase di progradazione della piattaforma sul bacino con un margine poco inclinato di stile "rampa" si ha una fase di accrezione della piattaforma, con formazione di un margine più ripido. Il passaggio da una tendenza progradante ad una aggradante della piattaforma corrisponde ad una variazione di facies anche nel bacino, registrata dalla diminuzione, fino alla scomparsa, dei livelli bituminosi. L'assenza di affioramento nella zona di margine dalla fine del Trias (indicata nello schema dal rettangolo tagliato da diagonali incrociate) impedisce di capire quale sia l'evoluzione di tendenza successiva della piattaforma nei confronti del bacino.

Le colonne stratigrafiche sono riferite alle sezioni osservabili rispettivamente: (a) nella parete Est del Corno Grande (Trias sup.: Dolomia Principale; Lias inf.: Calcare Massiccio); (b) nel fianco Sud ed Est del M. Prena (Trias sup.: Dolomie Bituminose e Dolomie del M. Prena); (c) nel Vallone di Vraddda, compreso tra il M. Camicia ed il M. Tremoggia (Trias sup.: Dolomie Bituminose e Dolomie di Vraddda; ?Trias sup.-Lias inf.: Calcari Maculati; Lias inf.: Strati Ammonitici del M. Camicia) (Per i nomi delle unità litostratigrafiche cf. ADAMOLI *et alii*, 1990).

RATTOLO & BIGOZZI (in stampa), per la stratigrafia del Trias superiore e del Lias inferiore.

Le sezioni illustrate sono situate rispettivamente sulla parete meridionale del Corno Grande (con Dolomia Principale e Calcarea Massiccio), sul versante meridionale ed orientale del M. Prena (con Dolomie Bituminose e Dolomie del M. Prena) e nel Vallone di Vradda, tra il M. Camicia e il M. Tremoggia (con Dolomie Bituminose, Dolomie di Vradda, Calcari Maculati, Calcari ad Ammoniti e Corniola selcifera).

Tra il Corno Grande e il Monte Prena si trovano solo pochi affioramenti di terreni del Trias superiore e del Lias inferiore (Monte Aquila e Monte Brancastello), e contengono facies di piattaforma.

Tra il Monte Prena e il vallone di Vradda, nell'area di Fornaca-Vado di Ferruccio e lungo le creste occidentali del M. Camicia, l'unità del Corno Grande-Monte Prena è rappresentata da una successione molto tettonizzata in cui sono riconoscibili dal basso verso l'alto: Dolomie Bituminose, Dolomie di Monte Prena, Calcari Maculati e Calcari ad Ammoniti. Quest'area sembra quindi contenere il passaggio da facies di bacino asfittico a facies di margine a facies di bacino aperto.

Nel vallone di Vradda, salendo verso la vetta del M. Camicia, la serie triassico-liassica bacinale è interamente osservabile.

3.8 SETTORE 8. GRAN SASSO - OFENA

(M. CHIOCCHINI*, A. MANCINELLI*, A. ROMANO* & A. URGERA**)

Nell'area del Gran Sasso d'Italia affiorano due diverse successioni mesozoiche, che si sono deposte rispettivamente nella zona marginale della piattaforma carbonatica e nella zona prossimale dell'antistante bacino pelagico.

Le due successioni suddette sono molto diverse per litologia ed associazioni paleontologiche: la successione stratigrafica relativa alla zona marginale è stata ricostruita mediante cinque sezioni parziali ed ha una potenza di circa 1300 metri; la successione pelagica di bacino prossimale (*slope e talus*), ricostruita mediante tre sezioni parziali, ha una potenza di circa 1250 metri.

Le correlazioni bio e cronostatigrafiche, effettuate per mezzo degli schemi proposti da CHIOCCHINI & MANCINELLI, 1978, sono mostrate in Tav. VI.

La base di ambedue le successioni è rappresentata dai sedimenti prevalentemente calcareo-dolomitici triassici per i quali si rimanda a quanto esposto nel Settore 7. A questi sedimenti fanno seguito verso l'alto quelli ciclotemici del "calcare massiccio". Questi ultimi, la cui potenza si aggira intorno ai 500 metri, possono presentarsi in gran parte dolomitizzati ("dolomie di Castelmannfrino" *pars* di CRESCENTI *et alii*, 1969), come ad esempio quelli che costituiscono la base del Pizzo Cefalone, che sovrasta il paese di Assergi.

A partire dalla fine del Lias inferiore la "paleopiattaforma" triassico-liassica (*sensu* CHIOCCHINI & MANCINELLI, 1978) è stata interessata da una fase tettonica distensiva: le parti ribassate, attraverso una serie di gradini, davano origine ad un bacino profondo, caratterizzato da una sedimentazione pelagica. Sui nuovi margini della piattaforma, ora di più ridotte dimen-

sioni, si accumulavano sedimenti calcareo-organogeni. Ad ogni ripresa dell'attività tettonica, con conseguente ringiovanimento delle scarpate di raccordo, i sedimenti calcareo-organogeni di regola scarsamente diagenizzati, franavano nell'antistante bacino pelagico, depositandosi nelle zone prossimali di quest'ultimo. Così i sedimenti pelagici dell'area in esame sono caratterizzati dalla presenza e talora dalla grande abbondanza di intercalazioni costituite da detriti e biodetriti di provenienza marginale (ADAMOLI *et alii*, 1978 e 1981; CHIOCCHINI *et alii*, 1982).

Ne consegue che le successioni calcareo-organogene del margine della piattaforma carbonatica risultano interessate da ricorrenti lacune erosionali, non sempre evidenti e delimitabili dal punto di vista biostratigrafico (CHIOCCHINI, 1987).

Successioni di margine

In queste successioni, prevalentemente localizzate nella zona sud-orientale del F° 140 Teramo, il Lias medio e superiore è rappresentato da calcari organogeni con rare intercalazioni di calcari micritici (CHIOCCHINI, 1977). Si tratta generalmente di una sedimentazione regolata da un elevato idrodinamismo che ha favorito l'instaurarsi di colonie di organismi bentonici sessili, (prevalentemente Celenterati), associati a frequenti alghe Dasycladacee e Solenoporacee. Questi sedimenti, affioranti in modo discontinuo, possono essere osservati sulla vetta del Monte della Selva, antistante Valle Cupa, al tetto del "calcare massiccio" del Lias inferiore, che costituisce gran parte del rilievo.

Nel Dogger e nel Malm inferiore prevalgono inizialmente calcari ad ooidi di vario tipo (per esempio alla base del Monte Bolza, presso Castel del Monte) con intercalazioni di calcari a peloidi e di calcari organogeni, che divengono via via più frequenti verso l'alto.

Il Malm superiore ed il Berriasiano inferiore sono caratterizzati dai noti "calcari ad Ellipsactinie"; si tratta di calcari biocostruiti nei quali prevalgono organismi coloniali di vario tipo (Antozoi, Idrozoi, Briozoi, ecc.); questi litotipi, che si presentano in strati spessi e molto spessi, talora amalgamati in banchi con giacitura indistinta, sono molto caratteristici e risultano particolarmente ben esposti sulla vetta del già citato Monte Bolza.

E' probabile che le Ellipsactinie, insieme agli altri organismi coloniali, costituissero, durante il Giurassico superiore e l'inizio del Cretaceo inferiore, delle costruzioni organogene di tipo *patch reef* (CHIOCCHINI *et alii*, 1980).

La sedimentazione organogena prosegue durante il Neocomiano con caratteristiche nettamente diverse: infatti le biocostruzioni sono rappresentate da tappeti algali a *Bacinella-Lithocodium* che intrappolavano sabbie organogene a *Protopeneroplis trochangulata*, costituendo *algal-ridges* di forma appiattita (CHIOCCHINI *et alii*, 1980).

Successioni pelagico-detritiche

In queste successioni, localizzate a Nord e Nord-Ovest dell'allineamento Barisciano - S. Stefano di Sessano - Monte Bolza, il Lias medio e superiore è rappresentato dalla "corniola" costituita da micriti marose con selce. Questa unità, la cui parte iniziale può essere sostituita localmente da "calcari nodulari" (come ad esempio in alcune zone del rilievo del Pizzo Cefalone), contiene intercalazioni biodetritiche da fini a

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

(**) Via Coriolano, Coreno Ausonio (FR).

grossolane che provengono di regola dai coevi sedimenti marginali. Localmente possono essere presenti intercalazioni di "megabrecce" costituite da "calcare massiccio" del Lias inferiore. Tali fenomenologie sono osservabili, per esempio, al Monte San Vito, nei pressi di Fonte Vetica (COLACICCHI, PIALLI & PRATURLON, 1978).

Il Dogger inferiore è rappresentato da calcari micritici con selce in liste e noduli, ai quali si intercalano calcari detritici e biodetritici con ooliti e organismi bentonici di tipico habitat marginale. Localmente sono presenti e talora frequenti delle intercalazioni marnose verdastre che possono contenere piccole Ammoniti ("verde ammonitico" *auct.*).

Il Dogger superiore e gran parte del Malm sono anch'essi rappresentati da micriti con selce, con intercalazioni detritiche e biodetritiche che tendono a divenire sempre più frequenti verso l'alto.

I sovrastanti sedimenti della parte terminale del Malm e del Cretaceo sono costituiti da micriti marnose con selce, corrispondenti alle unità della "maiolica" e della "scaglia". Anche queste unità sono caratterizzate da abbondanti apporti detritici e biodetritici provenienti dalle coeve zone marginali. Quando il biodetrito è particolarmente abbondante, dà origine a spessi strati talora amalgamati in banchi con giacitura indistinta, che possono raggiungere potenze notevoli (da qualche metro a qualche decina di metri). Esempi di questi litotipi sono osservabili nella parte superiore del rilievo di Pizzo Cefalone e nella zona di Valle Fredda, nei pressi della Fossa di Paganica.

Nella zona di Ofena sembra essere presente una successione simile a quella sopra descritta; a causa dell'intensa tettonica, gli affioramenti mesozoici di quest'area sono molto frammentari e ciò rende impossibile una esatta ricostruzione degli originali rapporti geometrici.

Anche qui i sedimenti più antichi sono rappresentati da prevalenti dolomie e calcari dolomitici del Trias superiore, affioranti nei pressi del paese di Ofena. Le migliori esposizioni giurassiche e cretacee sono osservabili lungo la strada statale che da Ofena sale verso i paesi di Villa Santa Lucia e Brittole. In corrispondenza dell'incisione del Canale dei Cappuccini affiorano delle dolomie passanti verso l'alto a calcari dolomitici con qualche intercalazione calcarea. Questa successione è riferibile al "calcare massiccio" del Lias inferiore, che, come in altre zone dell'area del Gran Sasso (ad esempio alla base del Pizzo Cefalone), si presenta in gran parte dolomitizzato ("dolomie di Castelmannfrino" *pars* di CRESCENTI *et alii*, 1967).

Quindi affiora una successione, interessata da numerose faglie, costituita in prevalenza da calcari biodetritici ricchi di resti di Crinoidi, ai quali si intercalano, verso l'alto, micriti con "resti filamentosi" di regola isorientati parallelamente alla stratificazione. Questi sedimenti sono riferibili al Dogger inferiore; probabilmente essi si sono depositi su di una scarpata di raccordo tra il margine della piattaforma carbonatica, dal quale provenivano gli apporti biodetritici, e l'antistante bacino pelagico.

Calcari biodetritici di età neocomiana sono osservabili al di sopra del già citato Canale dei Cappuccini. Una faglia mette a contatto i sedimenti giurassici con calcari biodetritici biancastri di aspetto ceroidi, contenenti resti di organismi incrostanti e talora frammenti di Rudiste e Orbitoline. Questi litotipi sono riferibili all'Albiano.

Sempre per contatto tettonico i sedimenti albiani passano a calcari micritici con selce e con intercalazioni di calcari biodetritici di età cenomaniana e probabilmente turoniana. La serie pelagico-detritica prosegue nel Senoniano-Paleogene.

La deposizione dei sedimenti cretacei è avvenuta in una zona del bacino pelagico prossima al margine della piattaforma carbonatica, da cui provenivano apporti prevalentemente bioclastici da fini a grossolani, talora molto abbondanti.

Sui sedimenti giurassici e del Cretaceo inferiore poggiano in leggera discordanza fini calcareniti scure a Pectinidi, talvolta con clasti calcarei di dimensioni centimetriche, della trasgressione miocenica.

3.9 SETTORE 9. MONTE VELINO - MONTI DELLA MAGNOLA - MONTE SIRENTE

(P. DE VITTORIO*, C. FACCENNA** & A. PRATURLON***)

La catena montuosa del Monte Velino-Monti della Magnola-Monte Sirente (Abruzzo aquilano) è posta al margine settentrionale della depressione del Fucino ed è costituita da una successione monotona di litotipi calcarei.

I rapporti stratigrafici tra le sequenze campionate, ottimamente esposte, hanno permesso la ricostruzione di uno schema sintetico dei rapporti stratigrafici (Fig. 6). La scelta delle sezioni da campionare e le correlazioni tra i vari spezzoni delle serie sono state effettuate tenendo in considerazione le numerose complicazioni tettoniche dell'area (ANGELUCCI & PRATURLON, 1968; NIJMAN, 1971; DE VITTORIO & FACCENNA, 1987).

I termini del Lias medio affioranti presso l'abitato di San Potito (AC), in facies tipo "Corniola", presuppongono l'esistenza di un golfo mesozoico con caratteri pelagici, anche se di limitate dimensioni. La presenza di intercalazioni di *grainstone* contenente detriti di piattaforma derivanti da afflussi sottomarini, testimonia un ambiente di scarpata/bacino.

Nonostante il contatto tra la sequenza di San Potito e la formazione della Terratta affiorante nei Monti della Magnola (sequenza di Monte Freddo (AB)) non risulta visibile sul terreno per la presenza di un'estesa fascia cataclastica, il confronto con altre situazioni stratigrafiche dell'Appennino centrale (CARBONE & SIRNA, 1980; PAROTTO & PRATURLON, 1980) e l'assetto strutturale autorizzano a ritenere le due sequenze sovrapponibili. La sequenza di Monte Freddo (AB) continua con la successione di piattaforma interna del Cretaceo inferiore, al di sopra del *grainstone* oolitico. Verso W la formazione della Terratta sembra acquistare spessore nei termini cretacei con indizi di spostamento a facies transizionali.

In sintesi, nell'ipotesi di continuità stratigrafica tra la sequenza di San Potito e quella di Monte Freddo, si assiste ad una continua progradazione della piattaforma carbonatica dal Lias medio al Cretaceo inf.. La sequenza di Monte Freddo è correlabile, nel Cretaceo inf., alla sequenza delle Gole di Celano (AD); anche in questa sequenza si nota il passaggio da facies di soglia a facies di piattaforma interna mediante barre

(*) V. dei Bruno, 10 - 00168 Roma.

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

(***) Dipartimento di Scienze della Terra - Università "La Sapienza" di Roma.

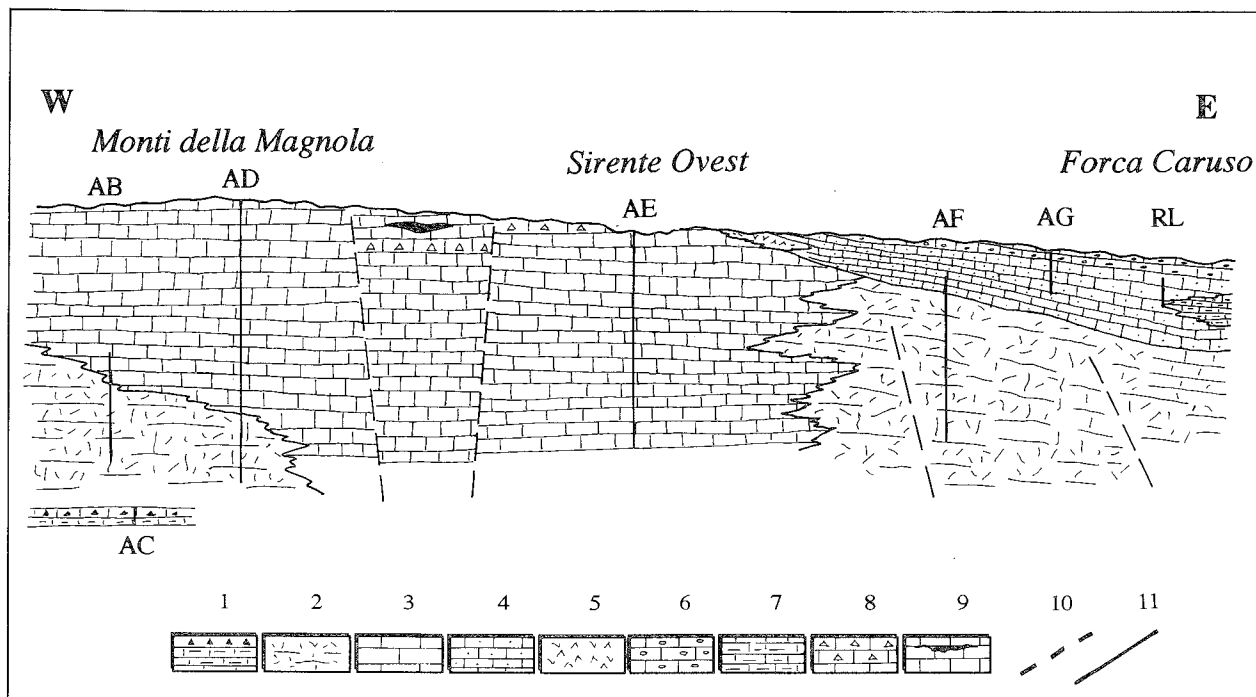


Fig. 6 - Schema dei rapporti stratigrafici, semplificato e non in scala, dei Monti della Magnola - Monte Sirente (modificato da PRATURLON & SIRNA, 1976); lo spessore della sezione è di circa 1000 m. Legenda: 1) calcari selciferi tipo "Corniola"; 2) Formazione della Terratta; 3) calcari in facies di piattaforma interna; 4) Formazione del Calcare cristallino; 5) facies di scogliera del Cenomaniano; 6) calcari ad alveolinidi; 7) calcari marnosi in facies di "Scaglia"; 8) livelli a *Salpingoporella dinarica*; 9) lenti di bauxiti; 10) faglie sinsedimentarie presunte; 11) traccia delle sequenze campionate.

oolitiche e livelli arrossati. Le successioni cretache sono ben esposte in tutta l'area e vengono troncate quasi ovunque dalla trasgressione miocenica poco sopra il livello di diffusione di *Salpingoporella dinarica* RADOVICIC. In Val d'Arano, località Acqua delle Fate, compaiono livelli contenenti *Cisalveolina fraasi* poggianti su lenti bauxitiche (alle quali corrisponde una lacuna che interessa parte del Cenomaniano) (ANGELUCCI & PRATURLON, 1968).

L'assetto stratigrafico del M. Sirente è di notevole interesse poiché il passaggio eteropico tra le diverse facies si può osservare lungo un'unica dorsale, nelle sequenze di Monte Sirente NW (AE) e Monte Sirente SE (AF), dal Giurassico sup. al Cretacico. In sintesi nella parte settentrionale della dorsale del Sirente affiora la facies di piattaforma del Giurassico superiore contenuta nella "Cenozona a *Salpingoporella appenninica*" passante superiormente al Cretacico contenuto interamente nella "Cenozona a *Cuneolina camposaurii*" ed in parte della "Cenozona a *Cuneolina pavonia parva*", come già riscontrato nella sequenza delle Gole di Celano. Spostandosi lungo la dorsale, in direzione SE, in corrispondenza della sequenza Monte Sirente SE (M. S. Nicola), il Malm assume caratteristiche di margine con *grainstones* bioclastici ad Esacoralli e Idrozoi caratteristico della Formazione della Terratta nel suo aspetto più tipico, compreso nella "Cenozona a *Protopenneroplis striata*" ed in parte nella sovrastante "Cenozona a *Tubiphytes morronensis*". Le correlazioni tra le due sequenze sono state possibili poiché nel settore centrale della dorsale (Vallone Lupara) sono presenti interdigitazioni delle successioni interne con quelle marginali, con presenza alterna della "Cenozona a *Chypeina jurassica* e *Campbelliella striata*" e della "Ceno-

zona a *Salpingoporella appenninica*", proprie delle successioni di piattaforma, e delle cenozone a *Protopenneroplis striata* e a *Tubiphytes morronensis*, tipiche delle successioni di soglia (PRATURLON & SIRNA, 1976). Le condizioni di margine, a M. S. Nicola, si ampliano nel Cretacico con la deposizione di facies bioclastiche ad Orbitoline e frammenti di Rudiste ("Calcare cristallino" *auct.*). Le tracce di questa formazione si seguono in maniera discontinua lungo il bordo settentrionale del Fucino individuando una linea di facies a direzione NE-SW che da M. S. Nicola giunge fino a M. Secino (bordo sinistro delle Gole di Celano), al di là della quale si aprono facies schiettamente di soglia (sequenza di M. S. Pietro (AG)); queste facies si estendono con modesti spessori a San Vittorino (bordo destro delle Gole di Celano), costeggiando il Fucino a direzione E-W.

Nel Cretacico superiore e nel Paleogene la stessa differenziazione di facies diviene più netta permettendo, nei settori marginali, il completamento della successione con *grainstone* bioclastico ad Orbitoidi e con termini trasgressivi dell'Eocene medio ad Alveoline e Nummuliti (sequenza di M. S. Pietro); inoltre, in quest'area, i depositi della base della trasgressione miocenica sono ascrivibili all'Aquitaniense. Nei pressi del Passo del Carrito (RL, questo passaggio transizionale è marcato dalla presenza di termini del Cretacico superiore-Paleocene, costituiti da alternanze di *grainstone* bioclastico e livelli di calcari marnosi tipo "Scaglia" (D'ANDREA, com. pers.). Questa situazione è ben evidente, oltre che a Sud della già citata linea di facies M. S. Nicola - M. Secino, anche lungo il bordo settentrionale del Fucino: sono presenti, infatti, piccoli lembi eocenici presso Celano e nei pressi dei M. della Mallevona, la successione si completa con i depositi del

Maastrichtiano-Paleogene (NIJMAN, 1971), includendo la trasgressione eocenica. Sembra pertanto potersi individuare una situazione di margine persistente dal Giurassico al Paleogene orientato (a giudicare dalla distribuzione attuale degli affioramenti) in direzione NE-SW fino all'abitato di Celano ed E-W lungo il bordo settentrionale del bacino del Fucino.

3.10 SETTORE 10. MARSICA ORIENTALE

(R. COLACICCHI*, con la collaborazione di M. D'ANDREA**, M. PANTALONI***, T. RUFO****)

Nella Marsica orientale è documentato il passaggio dal margine della piattaforma laziale abruzzese al bacino orientale adiacente. Nel settore centrale della zona, una sedimentazione relativamente continua dal Lias al Paleogene superiore e una tettonica che ha disturbato solo in parte i rapporti paleogeografici, permettono di riconoscere tutta la variazione di facies dalla piattaforma al bacino. Questa fortunata situazione si riscontra negli allineamenti montuosi che vanno dal versante sinistro dell'Alto Sangro (M. Marsicano, M. Terratta) fino al bordo del Piano delle Cinque Miglia (M. Genzana, M. Greco) e, in senso N-S, dall'allineamento M. Palombo - M. Godi fino all'altezza del Passo del Carrito (per un inquadramento geologico più ampio e per più dettagliate correlazioni paleogeografiche si rimanda ai seguenti lavori: COLACICCHI 1964, 1966, 1967, 1987; COLACICCHI & PRATURLON 1965a, 1965b; PRATURLON 1968).

La Fig. 7 rappresenta in modo schematico la transizione dalla soglia al bacino prossimale, senza tener conto degli spessori delle formazioni, ma soltanto delle relazioni spaziali, orizzontali e verticali, delle varie facies. A causa della complessa situazione strutturale non è stato possibile realizzare una campionatura continua dell'intervallo Dogger - Maastrichtiano. Sono state quindi individuate e campionate le seguenti 5 sezioni: "Bisegna" (RF; Dogger), campionata a NE del paese omonimo in località Spina Cerreto; "San Sebastiano" (RG; Dogger - Malm), campionata lungo il sentiero che da Prato Rosso (vicino Pescasseroli) sale al Valico del Carapale; "Montagna di Preccia" (RI; Neocomiano - Aptiano), campionata lungo la Statale Villetta Barrea - Scanno in prossimità della Cantoniera Mimola; "Monte Genzana" (RM; Cretacico superiore - Eocene), campionata lungo la Valle Cupa ad Est del Monte Genzana.

La zona si può dividere in due fasce isopiche orientate circa NW-SE della larghezza di una decina di chilometri di cui la più occidentale ha facies di soglia, mentre quella orientale presenta una facies di scarpata e di passaggio ad un bacino pelagico.

Ad oriente dell'allineamento dato dai fiumi Profluo - Tasso - Sagittario, i terreni del Giurassico superiore e del Cretacico basale si presentano in prevalenza organogeni e detritico organogeni. Nel loro complesso si possono definire di facies recifale *s.l.* con assoluta prevalenza di termini bioclastici e oolitici, mentre i termini strettamente biolititici sono sporadici e scarsi. Tutte queste litofacies sono strettamente associate

ed in parte mescolate fra loro, ma nel complesso indicano chiaramente un ambiente di margine di piattaforma o di soglia, ad energia alta, con barre oolitiche, *patch reefs*, ecc.

Fra la linea del Profluo - Tasso - Sagittario e l'allineamento M. Greco - M. Genzana, i terreni dal Giurassico medio fino al Maastrichtiano, hanno caratteristiche spiccatamente pelagiche, e sono assimilabili e correlabili con i sedimenti giurassico - cretacici del bacino umbro-marchigiano. Entro questi sedimenti pelagici si intercalano potenti banchi calcarenitici provenienti dal margine della piattaforma. Dal momento che ad Est esiste un'altra piattaforma (Morrone), è anche possibile che il materiale detritico provenga in tutto o in parte da Est. La questione è ancora in predicato, e sarà oggetto di ulteriori studi (D'ANDREA, MICCADEI & PRATURLON, in questo volume).

Di particolare interesse è la distribuzione delle varie facies, e la variazione verticale ed orizzontale nel tempo, illustrata nello schema.

Nel Trias superiore la regione è tutta caratterizzata da una estesa piattaforma con facies di mare assai sottile, che deposita l'unità dolomitica basale.

A livello del Lias inferiore-medio la sedimentazione diviene decisamente calcarea, con caratteristiche di piattaforma persistente, con litofacies assai fangose e monotone: *mudstone* e *wackestone* contenenti *Dasicladacee* e scarse altre forme di alghe e foraminiferi (calcarei a *Paleodasycladus*). Nella parte più orientale, ad Est della linea Profluo-Tasso-Sagittario, si individua in questo periodo un bacino subsidente che dà origine a facies di scarpata e ad intercalazioni di detriti provenienti dalla piattaforma, entro i sedimenti fini di ambiente bacinale, simili alla Corniola umbro-marchigiana. La facies di soglia intermedia non è rilevabile in quanto eliminata dalla tettonica, ma è testimoniata dalla presenza di detriti bioclastici, provenienti da un margine, entro la facies di scarpata. Questa situazione si prolunga fino alla fine del Lias, e in questo momento i sedimenti bacinali risentono della introduzione nel bacino di argilla, di provenienza non ancora identificata, per cui la facies diviene simile a quella delle Marne del Serrone (PIALLI, 1969), mentre continuano, benché più scarse, le intercalazioni detritiche di sedimenti di ambiente di alta energia.

A partire dal Dogger, nella zona occidentale, ha inizio la sedimentazione della cosiddetta "Formazione della Terratta" (COLACICCHI & PRATURLON, 1965): la facies di soglia ad alta energia del Lias inferiore (non visibile per le cause suddette) si sposta verso occidente e va a ricoprire la piattaforma persistente liassica con *grainstones* encrinetici ed oolitici di alta energia. Il passaggio è talora brusco e netto, con qualche traccia sporadica di emersione (Sezione di Bisegna), talaltra graduale attraverso *mudstones* bianchi in alternanza con calcareniti che preludono alle biospariti ed alle oospariti (sezione di San Sebastiano). La barra oolitica, enormemente sviluppata nella parte centrale della zona, si estende verso Ovest fino a coprire quasi tutta la piattaforma, anche se con spessori assai minori. Nella zona orientale, di scarpata, i livelli oolitici si ritrovano sotto forma di torbide entro i sedimenti pelagici, costituiti da calcari marnosi (Serra Rufigno).

La barra oolitica è seguita, circa alla metà del Dogger, dall'instaurarsi di una facies di tipo recifale *sensu lato*, con prevalenza di *grainstone* biodetritico e sporadiche costruzioni coralline, tipo *patch reefs*, sparse

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

(**) Servizio Geologico Nazionale, Largo di S. Susanna 13, Roma.

(***) Via A. Tamburini 10, Roma.

(****) Contrada Selva, S. Donato Val di Comino (Fr).

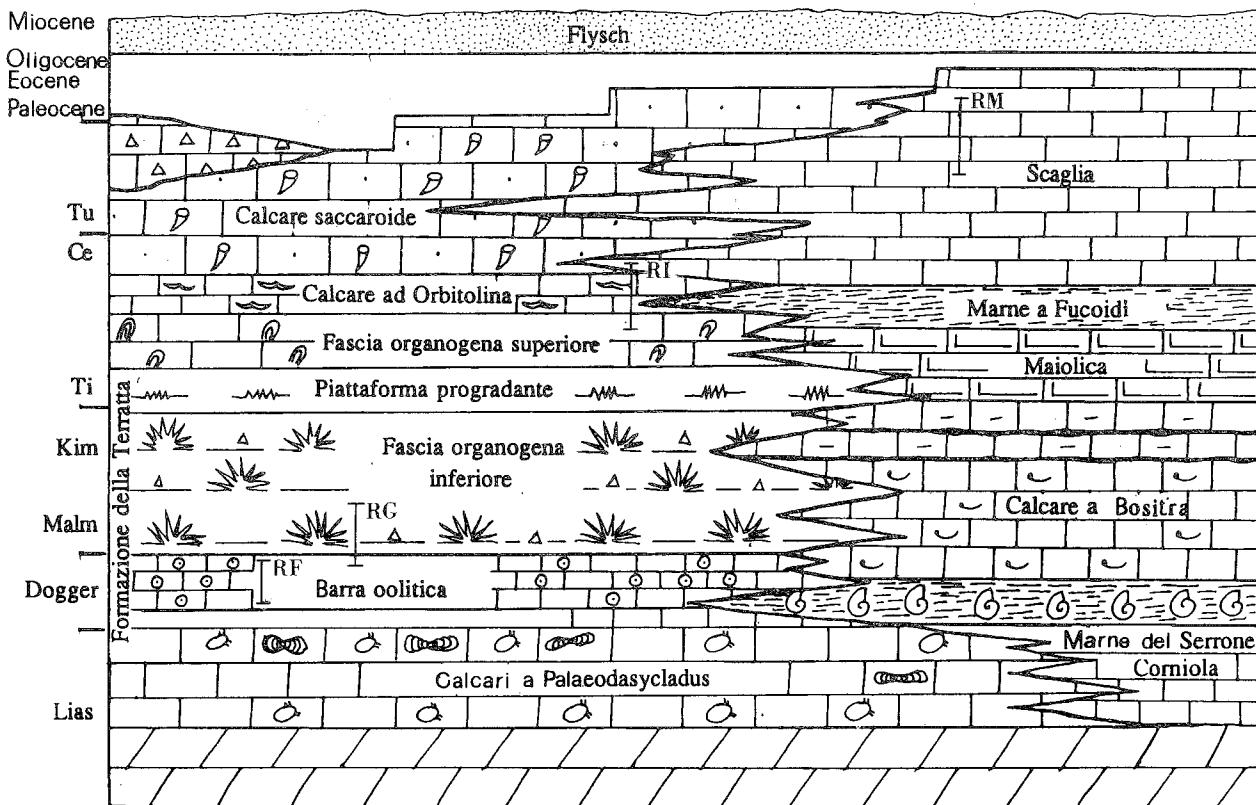


Fig. 7 - Schema dei rapporti stratigrafici dal Lias al Miocene nel Settore 10.

entro i detriti: si tratta della "Fascia organogena inferiore" della Formazione della Terratta, non continua, e con il massimo di estensione in corrispondenza della Serra della Terratta, ove è stata rilevata la sezione tipo. Nel bacino la sedimentazione pelagica si sviluppa con termini molto simili alle marne a Posidonia del bacino umbro-marchigiano, mentre il materiale intercalato ai sedimenti peripelagici è prevalentemente biodetritico e di chiara derivazione dalla formazione della Terratta.

A livello del Malm superiore, la facies di piattaforma, che si sviluppava più ad Ovest, prograda verso Est e va a sovrapporsi alla facies reefale. La piattaforma titonica è diversa da quella liassica, è più varia, presenta una facies molto più differenziata, contiene livelli di micrite bianca, alternati a strati di oolitico grigio scuro, con ooliti a struttura radiale rotte e ricoperte di nuovo, banchi a Nerinee ed altri gasteropodi, il tutto sempre con una grande abbondanza di micrite, ma con caratteristiche di maggiore dinamicità. Anche la fauna è più differenziata, sia per gli invertebrati (*Nerinea*, *Bauneia*, *Chaetetopsis*, ecc.) sia per le alghe e i foraminiferi (*Clypeina jurassica*, *Campbelliella striata*, ecc.). La facies reefale è migrata verso Est, e anche se non ci sono affioramenti che lo testimonino direttamente, il fatto si evince dall'aumento dei prodotti biodetritici che si trovano nel bacino.

Una seconda pulsazione trasgressiva al limite Giurassico - Cretacico riporta, sopra la piattaforma, una facies organogena costituita prevalentemente da Chetetidi ed Ellipsactinie in colonie che raggiungono dimensioni di qualche decimetro, ma senza coralli né costruzioni bioermali. Questa facies costituisce la "Fascia organogena superiore" della Formazione della Ter-

ratta, che ha una continuità laterale assai maggiore di quella inferiore. Nel bacino, la sedimentazione pelagica risente della esplosione del nannoplankton calcareo che è caratteristica di tutta la Tetide, e si hanno litofacies di tipo Maiolica con Tintinnidi ed abbondante selce in cui si intercalano le bioruditi con Ellipsactinie.

Con il Cretacico medio le facies migrano verso Occidente e si individua una facies di rampa carbonatica che va a sovrapporsi ai calcari ad Ellipsactinie. I litotipi sono costituiti da *packstone/grainstone* con Orbitoline e frammenti di Rudiste, di Lamellibranchi e di articoli di Crinoidi; la granulometria è piuttosto grossolana e la stratificazione in banchi spessi ed irregolari.

Nel Cretacico superiore la scarpata si espande fino ad occupare quasi totalmente la zona relativa allo schema. I frammenti di Rudiste prendono il sopravvento fino a rappresentare quasi la totalità dei bioclasti, la granulometria si fa più fine e la roccia acquista un aspetto saccharoide; la stratificazione diventa più sottile e più regolare con alternanze di fanghi pelagici con spessori centimetrici e di calcareniti detritiche con spessori decimetrici. Verso l'alto si osserva una progressiva diminuzione della componente detritica e dei frammenti organici, fino al passaggio al litotipo superiore, un *mudstone/wackestone* bianco, a grana fine, a frattura concoide con foraminiferi planctonici tipo Rotalipora e Globotruncana, che lo fa correlare con la Scaglia (sezione della Montagna di Preccia).

Nel bacino diminuiscono gli apporti detritici mano a mano che la scarpata arretra per cui la sedimentazione si fa sempre più decisamente pelagica (sezione di Monte Genzana).

A partire dal Maastrichtiano, su tutta la zona interviene pesantemente la tettonica con produzione di

brecce e megabrecce; gran parte della zona emerge, non contemporaneamente, prima i settori occidentali (nel Maastrichtiano superiore), poi man mano quelli centrali (nell'Eocene) ed infine anche quelli orientali in cui si ritrovano tracce di sedimenti oligocenici. Man mano che le zone occidentali emergono le facies adiacenti ad Oriente divengono sempre più detritiche, mentre diminuiscono fino a sparire le intercalazioni pelagiche. Verso la metà dell'Oligocene, tutta la regione risulta emersa, e lo rimarrà fino alla trasgressione miocenica.

3.11 SETTORE 11. LA META-MAINARDE

(M. D'ANDREA*, con la collaborazione di M. PANTALONI** & T. RUFO***)

Con Gruppo della Meta-Mainarde si intende il potente massiccio montuoso, compreso tra l'alta Val di Sangro a Nord, l'alta Valle del Volturno ad Est e Sud-Est e la Piana di Sora-Atina a Sud e Sud-Ovest.

L'area ricoperta dal massiccio è ubicata al limite dei Fogli 152 "Sora", 153 "Agnone", 160 "Cassino" e 161 "Isernia" (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1965 a; 1965 b; 1966; 1971) ed è quasi interamente compresa entro i confini del Parco Nazionale d'Abruzzo.

Nella Catena della Meta-Mainarde è documentato il passaggio verso Est dalla piattaforma laziale-abruzzese ad un bacino adiacente, del quale permangono, evidente testimonianza, i depositi di margine-scarpata, che caratterizzano la sedimentazione dell'area dal Lias medio fino al Miocene.

La catena si presenta come una struttura anticlinale ad asse N-S, sovrascorsa verso N e NE rispettivamente sui flysch dell'alta Val di Sangro e dell'Alto Volturno; mostra contatti prevalentemente compressivi nel settore orientale (M. Marrone) ed in quello settentrionale (M. Amaro) e motivi prevalentemente distensivi nel settore meridionale ed occidentale (M. Trani). In quest'ultimo inoltre non mancano indizi di tettonica trascorrente (RUFO, 1988, tesi inedita; Rossi, 1991).

Lo stile tettonico è nettamente di tipo fragile ad esclusione di alcune limitate aree del settore meridionale (area di Picinisco), dove la presenza di litotipi più plastici (corrispondenti al membro "b" dei Calcari detritici e marne con selce; D'ANDREA & URGERA, 1986) dà luogo ad un blando stile plicativo.

Subito ad Est della struttura, separate da un motivo tettonico di importanza regionale, si incontrano le facies molisane più occidentali. Queste, a dispetto della logica conservativa che le vorrebbe naturale prosecuzione delle facies della Catena della Meta-Mainarde (MANFREDINI, 1963; PESCATORE, 1965; COLACICCHI, 1967) sembrerebbero piuttosto appartenere ad un bacino ancora più orientale, posto ad Est delle piccole strutture in facies di piattaforma carbonatica dell'Alto Volturno (D'ANDREA, MICCADEI & PRATURLON, in questo volume).

La Fig. 8 illustra in modo sintetico le unità litostratigrafiche affioranti nell'area e le relazioni spaziali, orizzontali e verticali, tra queste; i valori relativi allo spessore di ciascuna unità sono del tutto indicativi, essendo questi estremamente variabili in una scarpata continuamente soggetta a tettonica sinsedimentaria,

con aree di *by-pass* ed aree con potenti accumuli di detrito (*grain flow*, *debris flow*, megabrecce).

Le sezioni indicate nella Fig. 8 costituiscono un soddisfacente campionario della tipologia delle varie unità litostratigrafiche affioranti nell'area. Procedendo all'incirca da Ovest verso Est sono: Sezione di Rocca Altiera (RE: Lias-Malm), campionata sul versante orientale della struttura a ridosso della Valle del Melfa; Sezione di M. Acquaro (RA: Lias-Malm), campionata sul versante meridionale della struttura, lungo la strada Picinisco-Prati di Mezzo; Sezione di Costa della Cicogna (RB: Malm-Albiano), campionata lungo il versante meridionale di Costa della Cicogna; Sezione di M. Forcellone (RC: Cenomaniano-Santoniano), campionata lungo il versante settentrionale di M. Predicopaglia, anticima di M. Forcellone; Sezione di M. Cavallo (RD: Campaniano-Maastrichtiano), campionata sul versante settentrionale di M. Cavallo.

La struttura della Meta-Mainarde costituisce un settore del margine orientale della piattaforma laziale-abruzzese: per quasi tutto il Mesozoico (a partire almeno dal Lias medio) ed il Cenozoico la sedimentazione dell'area è costituita da litotipi di margine e di scarpata, con facies che mostrano un graduale ulteriore approfondimento ad iniziare dal Cretacico inferiore, documentato nell'Aptiano (probabilmente già nel Barremiano) dalla comparsa dei primi sedimenti pelagici, argillosi, marnosi e silicei, intercalati ai depositi clastici calcareo-silicei (calcari detritici e marne con selce; D'ANDREA & URGERA, 1986).

Il modello di sedimentazione, ereditato dal Giurassico è quello di un margine di tipo *by-pass*, che, impostatosi in conseguenza della fase sinemuriana di *block-faulting* della "paleopiatteforma" triassico-liassica (*sensu* CHIOCCHINI & MANCINELLI, 1978), condizionerà la storia deposizionale dell'area per l'intero Meso-Cenozoico. Solo in alcune aree ad Ovest della Val Canneto permarranno facies di margine *s.s.* almeno per tutto il Giurassico (RE). Lacune di notevole durata ed episodi detritici su ampia scala, documentano nel record geologico dell'area il *rifting*, l'impostarsi delle scarpate tettoniche e le loro fasi di ringiovanimento (D'ANDREA & PRATURLON, 1989).

Il termine più antico è rappresentato da dolomie infraliassiche (Formazione di Fontegreca: PESCATORE, 1965), quasi sempre massive, affioranti nell'area con spessori spesso superiori ai 500 metri. Direttamente su queste si rinvengono litotipi di scarpata via via più recenti procedendo da Ovest verso Est e verso Nord.

Nell'area di Forca d'Acero, sul versante meridionale di Serra Traversa (fuori settore), sulle dolomie poggia una breccia intensamente dolomitizzata, collegabile alla fase di *rifting* sinemuriana (D'ANDREA, 1990).

Nell'area di Rocca Altiera, sul versante destro della Val Canneto, una prima lacuna che sembrerebbe interessare il Lias medio, viene marcata dal successivo evento detritico, datato al Lias superiore-Dogger inferiore. Subito dopo si instaura un ambiente di tipo marginale, documentato dal basso verso l'alto da calcari organogeni a Chetetidi, Coralli, frammenti di Echinodermi, Molluschi ed Alghe calcaree, calcari oolitici bianchi con Idrozoi, quindi calcari organogeni con Ellipsactinie (per uno spessore complessivo superiore ai 200 metri). Questi sedimenti sono riferibili all'intervallo Dogger-Malm (Formazione di Canneto: PESCATORE, 1965; Calcari oolitici inferiori e Calcari organogeni, D'ANDREA & URGERA, 1986). Tale successione presen-

(*) Servizio Geologico Nazionale. Largo di S. Susanna 13, Roma.

(**) Via A. Tumburini 10, Roma.

(***) Contrada Selva, San Donato Val di Comino (Fr).

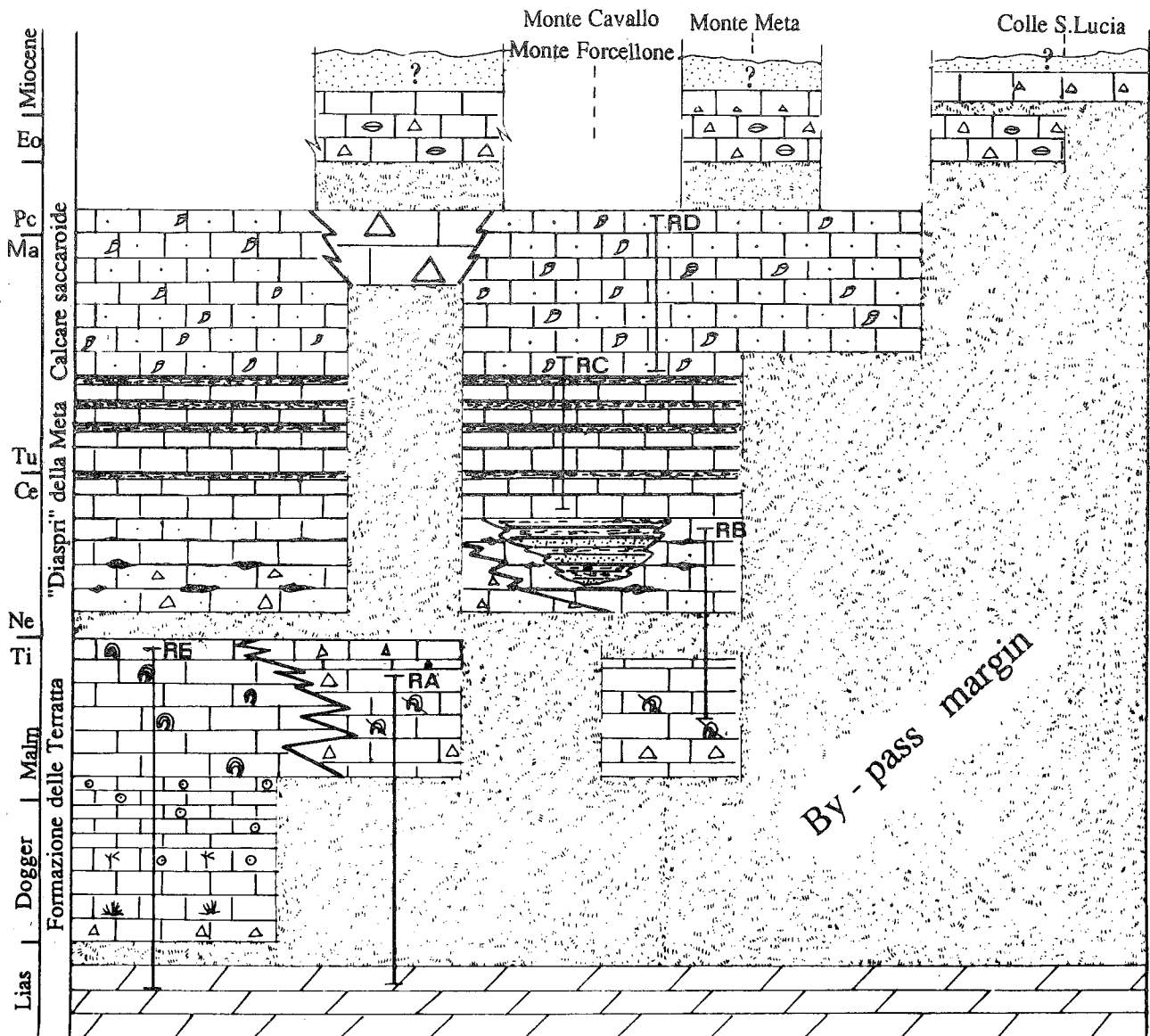


Fig. 8 - Schema dei rapporti stratigrafici dal Lias al Miocene nel Settore 11.

ta strette analogie con la ben nota Formazione della Terrata (COLACICCHI & PRATURLON, 1965), affiorante immediatamente a Nord (Settore 10). Non sono certo confrontabili gli spessori delle due successioni e nell'area della Meta-Mainarde sembrerebbe mancare del tutto la fase di ripristino della sedimentazione di piattaforma, con le alternanze di livelli ad ooliti grigie, livelli ad ooliti bianche e livelli micritici, che invece caratterizzano (e con spessori che possono raggiungere alcune centinaia di metri) la sedimentazione del Malm superiore nella Marsica Orientale (COLACICCHI, 1967).

Sul versante sinistro della Val Canneto (M. Tartaro - M. La Meta) sulle dolomie poggia direttamente una breccia a matrice calcarea, poligenica ed eterometrica, con clasti anche di grosse dimensioni (ordine del metro) contenente tra l'altro clasti con *Ellipsactinie*. Questo deposito in taluni punti raggiunge spessori dell'ordine dei 400 metri (RA).

Nel Cretacico la scarpata recupera anche il settore ad Ovest della Val Canneto. L'apporto detritico, continuamente presente, è costituito da elementi meno grossolani (rispetto a quelli delle breccie del Malm), almeno fino al Maastrichtiano, momento in cui una

nuova e sensibile fase tettonica dà luogo ad un ulteriore ringiovanimento della scarpata stessa ("Megabreccie" nell'area di Forca d'Acero: COLACICCHI, PIALLI & PRATURLON, 1978). Si tratta prevalentemente di torbide carbonatiche che per tutto il Cretacico si intercalano alle pelagiti (marne e calcari marnosi con selce nel Barremiano-Albiano e sedimenti "tipo Scaglia" nel Cenomaniano-Senoniano p.p. (D'ANDREA, 1988; D'ANDREA & MARCUCCI, 1989 e 1990).

Una prima lacuna, che interessa tutta l'area, comprende l'intervallo Neocomiano p.p.-Barremiano (in alcuni settori sembrerebbe perdurare fino all'Aptiano); questa è seguita, nel Barremiano-Aptiano da una fase detritica conglomeratica ben documentata nell'area di Rocca Altiera, di M. Tartaro e di Costa della Cicogna (RB; "Diaspri" della Meta: SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1965; Formazione di Indiprete: Pescatore, 1965; Calcari e marne con selce-membro "a": D'ANDREA & URGERA, 1986). In particolare a Costa della Cicogna questo conglomerato si presenta massivo, almeno fino alla comparsa delle prime intercalazioni marnose grigiastre, che diventano via via più abbondanti procedendo verso l'alto della serie, alternandosi a livelletti

di calcarenite ed a sottili listelli di selce (RB ed area di Valle Porcina). La lacuna iniziata nel Cretacico inferiore ha durata diversa nei diversi settori della scarpata, che conseguentemente continua a presentare una paleomorfologia articolata. In talune aree sedimenti pelagici si alternano e sostituiscono i sedimenti di scarpata, in altre nuovi accumuli di breccie di crollo si depositano in corrispondenza dei materiali della fase precedente.

Il Cretacico superiore affiora più estesamente dell'inferiore, costituendo la parte sommitale delle principali cime della Meta-Mainarde. In diverse aree permangono ancora condizioni favorevoli al protrarsi di un margine di tipo *by-pass*, mentre in altre aree continuano ad accumularsi una sull'altra le torbide calcaree.

Per tutto l'intervallo Cenomaniano-Senoniano p.p. nella sedimentazione dell'area prevalgono *rudstones*, *grainstones* e *packstones*, in grossi banchi o in strati, con intercalazioni centimetriche di micrite biancogriasta tipo Scaglia e di selce rosata o verdognola. La presenza di selce nell'area è documentata fin dall'Aptiano, anche se è rilevante dal Turoniano al Santoniano. Risalendo nella serie si osserva inoltre una generale diminuzione delle granulometrie dovuta ad un generale approfondimento del bacino (HAQ, HARDENBOL & VAIL, 1987) o a un'attenuazione dello stress tettonico.

A M. Cavallo (RD) nei sedimenti di questo intervallo si possono osservare una granulometria più fine, rispetto al resto dell'area, ed una discreta presenza di intercalazioni micritiche. Dal Campaniano-Maastrichtiano si depositano quasi ovunque calcari bianchi, prevalentemente bioclastici, compattati e spesso ricristallizzati con aspetto saccaroide ("Calcere saccaroide" *auct.*, Formazione di M. Calvello: PESCATORE, 1965; Calcari prevalentemente bioclastici, parzialmente ricristallizzati: D'ANDREA & URGERA, 1986). Questi sedimenti raggiungono sia le precedenti aree di *by-pass* (M. Amaro e M. Sterpidalto, all'estremo Nord della struttura), sia le aree di transizione al bacino (area della Meta, di M. Forcellone e di M. Cavallo); unica eccezione resterà l'area di Civitella-Alfedena, in cui permarranno limitati settori senza sedimentazione fino all'Eocene ed al Miocene. La sedimentazione maastrichtiana è collegata ad un'intensa attività tettonica, documentata nell'area da accumuli di megabreccie (area di Forca d'Acero e di M. Mattone; COLACICCHI, PIALLI & PRATURLON, 1975 e 1978)⁽¹⁾.

Nella catena il Paleocene-Eocene è ben rappresentato a Sud di M. Corno e M. Forcellone, costituito da *grainstones* e *rudstones* a Nummuliti, Alveoline e Discocline e subordinatamente da *mudstones* a planctonici. Tale facies si ricollega ai depositi affioranti a La Meta, Valle Jannanghera, Valle dell'Inferno e Piano Campitelli. La riattivazione della paleoscarpata maastrichtiana da luogo, inoltre, nell'Eocene medio, ad un nuovo accumulo di megabreccie, che si depositano in corrispondenza dei materiali clastici prodotti dalla fase precedente: al Castellone (Forca d'Acero) ed a M. Mattone (poco più a Nord, oltre la "linea del Sangro").

⁽¹⁾Le megabreccie maastrichtiane sono distribuite lungo un allineamento NNE-SSO, che da M. Godi - M. Mattone, subito a nord della linea del Sangro, passando per Serra Traversa, giunge fino alle pendici di M. Trani-Serra dei Re, al bordo settentrionale della Piana di Sora, continuandosi a Sud della piana stessa nel gruppo di M. Cifalco.

A Civitella-Alfedena ed a M. Mattone una breccia, databile all'Eocene, poggia direttamente sulle dolomie liassiche e presenta una matrice calcareo-manganesifera nerastra, residuo dell'antico crostone formatosi sulla paleo-scarpata (D'ANDREA & PRATURLON, 1989).

In discordanza su questi termini si rinvencono a luoghi, *grainstones* bioclastici, con noduli di selce (con foraminiferi planctonici, alghe, echinodermi e bivalvi) e, al tetto, calcari argillosi scuri e marne verdastre, talora fogliettati, contenenti radiolari e spicole di spugna. L'età di questa successione comprende l'Oligocene superiore ed il Miocene inferiore (fino al Langhiano).

In nessun punto della Catena Meta-Mainarde è stato possibile osservare un passaggio diretto indiscusso ai flysch miocenici, che compaiono tutto intorno e sui quali la struttura è ampiamente sovrascorsa. E' probabile che l'erosione li abbia asportati, ma è altrettanto probabile che non abbiano mai ricoperto il massiccio. Anche nei settori settentrionali il contatto, quando non è mascherato da coperture detritiche o da morene, è sempre tettonico. Fanno eccezione l'area delle Pelusare e la struttura di Opi, (scaglia tettonica avanzata del settore nord-occidentale del sovrascorrimento della Meta-Mainarde); in quest'ultima le calcarenite dell'Oligo-Miocene e le marne a Radiolari e spicole di spugna del Miocene inferiore-medio sono seguite da un episodio marnoso confrontabile alle "Marne ad Orbulina", localmente iglobante conglomerati calcarei, databile al Serravalliano-Tortoniano inferiore. A questo fanno seguito i primi orizzonti arenaceo-argillosi del Miocene superiore, che si sviluppano fino alle falde di M. Marsicano (Marsica orientale: Settore 10; D'ANDREA & PRATURLON, in stampa). Nell'area di Civitella-Alfedena (Colle S. Lucia) un pre-flysch marnoso, con breccie canalizzate, sembra poggiare direttamente sulle dolomie del Lias inferiore (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1965; PRATURLON, 1968): persistenza estrema di situazione di *by-pass*?

Ringraziamenti

Gli autori desiderano ringraziare il Prof. A. PRATURLON per la lettura critica del lavoro.

C) Bacino

3.12 SETTORE 12. MONTI REATINI

(D. COSENTINO D.* & M. PAROTTO*)

Al lavoro di terreno per l'aggiornamento della litostratigrafia di questo settore hanno collaborato S. CORRADO, B. CRESCENZI, C. GIOIA, come specificato in testa alle colonne relative al settore di pertinenza.

La sequenza ricostruita è la tipica sequenza pelagica umbro-marchigiana, con i termini ben noti (Fig. 9); caratteristica peculiare è invece la presenza di accumuli di megabreccie nella parte inferiore della Corniola, riferiti dagli Autori alle fasi di individuazione del "bacino". Manca, rispetto alle sequenze più settentrionali, il livello Bonarelli.

Il passaggio dal Cretacico al Cenozoico è continuo e avviene nell'ambito della Scaglia. Al tetto della

(*) Dipartimento di Scienze della Terra - Università "La Sapienza" di Roma.

sequenza compare la formazione delle Marne con cerrogna, correlabile con la Formazione di Guadagnolo del Settore 5 (Sabina).

D) Seamounts

3.13 SETTORE 13. MONTE ROSATO

(D. COSENTINO* & M. PAROTTO*)

Al lavoro di terreno per l'aggiornamento della litostratigrafia di questo settore hanno collaborato S. Corrado, B. Crescenzi, C. Gioia, come specificato in testa alla colonna relativa al settore di pertinenza.

La sequenza di Monte Rosato, nei Monti Reatini, è una tipica successione ridotta e condensata, riferibile a una facies di *seamount* (diffusa, come ben noto,

(*) Dipartimento di Scienze della Terra - Università "La Sapienza" di Roma.

nell'area di facies umbra). I termini inferiori alla sequenza ridotta sono rappresentati dal solo Calcarea massiccio, quelli superiori dalla Maiolica: non affiorano, nell'area, termini più alti (Fig. 9).

3.14 SETTORE. 14 MONTI CORNICOLANI

(D. COSENTINO* & M. PAROTTO*)

La sequenza è riferibile a una facies di *seamount* ed è l'unica sequenza ridotta nota nell'area sabina. Le altre situazioni segnalate come "serie ridotte" (v. F° 144, Palombara Sabina) sono risultate in realtà serie complete: la loro segnalazione come "ridotte" è derivata dall'erronea attribuzione al Calcarea massiccio di termini massivi più giovani (come appare in figura 10).

La situazione stratigrafica dei Monti Cornicolani è stata analizzata in dettaglio in CHIOCCHINI, MANGANELLI & PANNUZI, 1979.

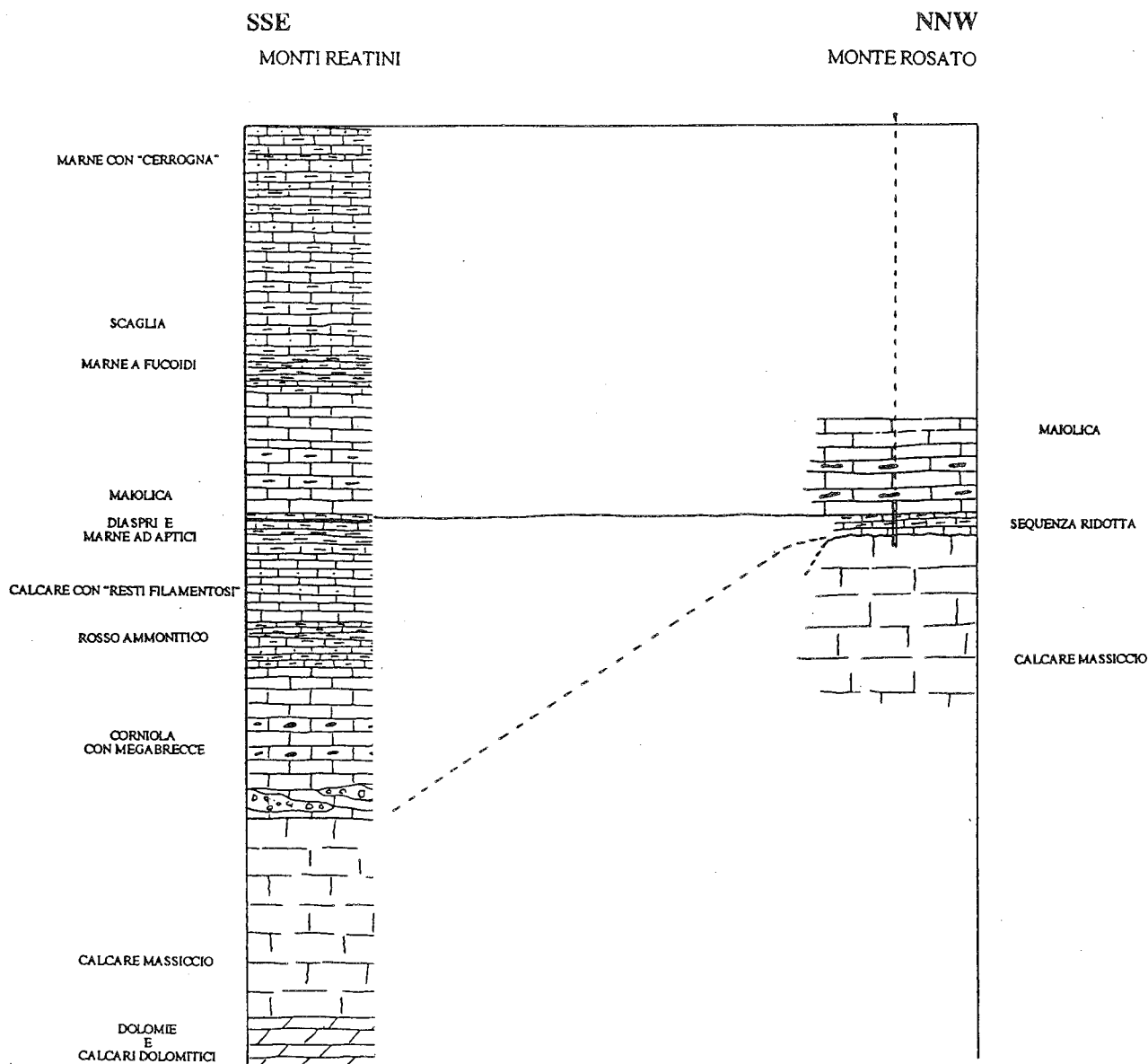


Fig. 9 - Sequenze composite sintetiche relative ai Monti Reatini e a Monte Rosato e schema di correlazione.

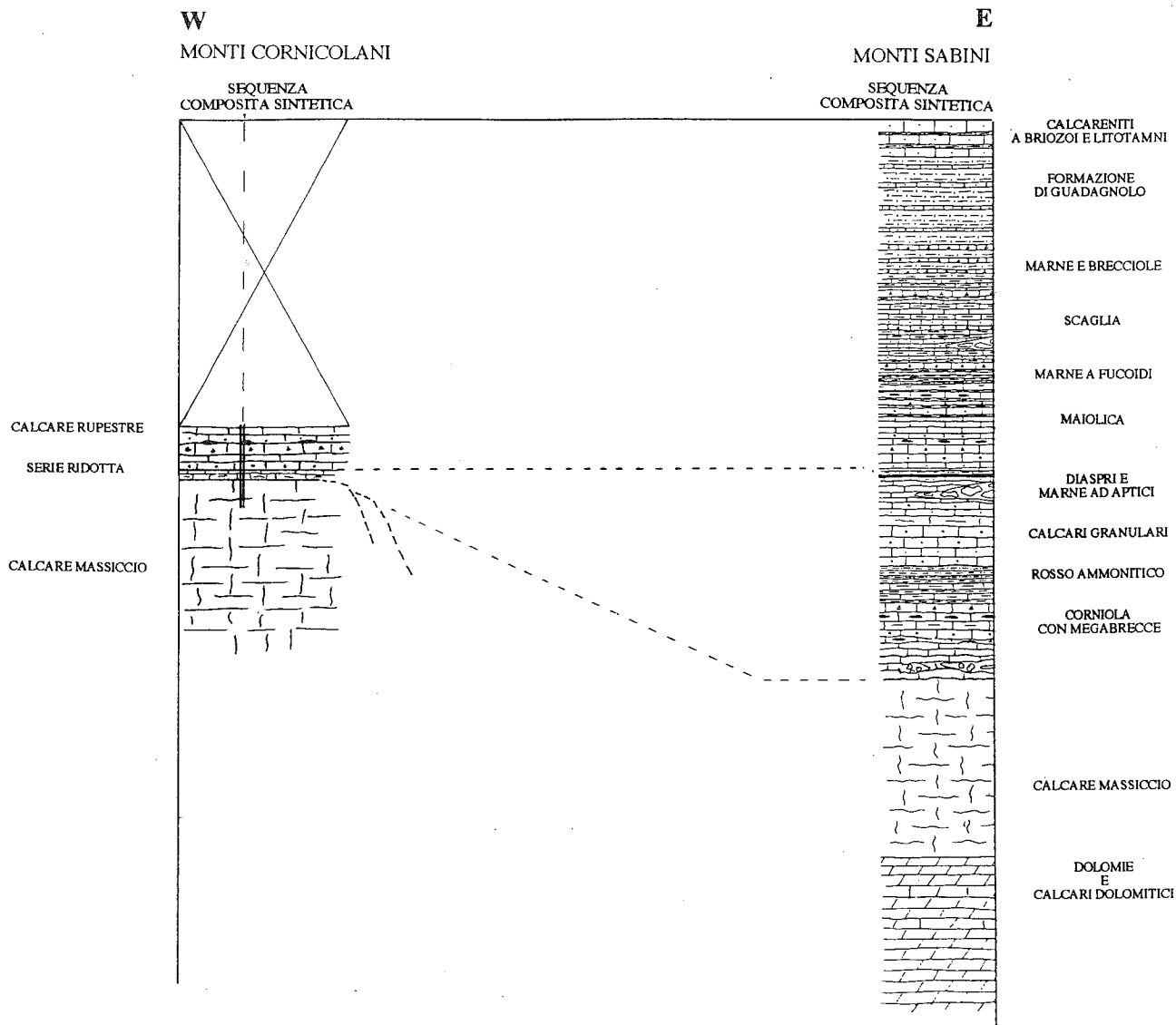


Fig. 10 - Sequenze composite sintetiche relative ai Monti Cornicolani e ai Monti Sabini e schema di correlazione.

BIBLIOGRAFIA

- ACCORDI B. (1964) - *Lineamenti strutturali del Lazio e dell' Abruzzo meridionali*. Mem. Soc. Geol. It., **1** (1), (1963), 595-633.
- ACCORDI G. & CARBONE F. (Editors, 1988) - *Carta delle litofacies del Lazio-Abruzzo ed aree limitrofe*. C.N.R. Prog. Fin. Geod., QUADERNI Ric. Scient., **114** (5).
- ACCORDI G., CARBONE F., CIVITELLI G., CORDA L., DE RITA D., ESU D., FUNICIELLO R., KOTSAKIS T., MARIOTTI G., & SPOSATO A. (1988) - *Note Illustrative alla Carta delle litofacies del Lazio-Abruzzo ed aree limitrofe*. C.N.R. Prog. Fin. Geod., QUADERNI Ric. Scient., **114** (5).
- ADAMOLI L. - *Evidenze di tettonica d'inversione nell'area del Corno Grande* - Boll. Soc. Geol. It. (in stampa).
- ADAMOLI L., BERTINI T., CHIOCCHINI M., DEIANA G., MANCINELLI A., PIERUCCINI U. & ROMANO A. (1978) - *Ricerche geologiche sul Mesozoico del Gran Sasso d'Italia (Abruzzo)*. II. *Evoluzione tettonico-sedimentaria dal Trias superiore al Cretaceo inferiore dell'area compresa tra il Corno Grande e S. Stefano di Sessanio (F. 140 Teramo)*. Studi Geol. Camerti, **1**, 7-17.
- ADAMOLI L., BERTINI T., CHIOCCHINI M., DEIANA G., MANCINELLI A., PIERUCCINI U. & ROMANO A. (1981-82) - *Ricerche geologiche sul Mesozoico del Gran Sasso d'Italia (Abruzzo)*. V. *Evoluzione tettonico-sedimentaria dal Trias superiore al Cretaceo inferiore dell'area compresa tra M. Camicia ed Ofena (F. 140 Teramo)*. Studi Geol. Camerti, **7**, 89-95.
- ADAMOLI L., BIGOZZI A., CIARAPICA G., CIRILLI S., PASSERI L., ROMANO A., DURANTI F. & VENTURI F. (1990) - *Upper Triassic bituminous facies and Hettangian pelagic facies in the Gran Sasso Range*. Boll. Soc. Geol. It., **109**, 219-230.
- A.G.I. (AMERICAN GEOLOGICAL INSTITUTE) (1966) - *Glossary of geology and related sciences*. 325 + 72 pp. WASHINGTON.
- ALBERTI A., BERGOMI C., CATENACCI V., CENTAMORE E., CESTARI G., CHIOCCHINI M., CHIOCCHINI U., MANGANELLI V., MOLINARI V., PANSERI C., SALVATI L. & TILIA A. (1975) - *Note Illustrative del F° ANAGNI alla scala 1/50.000*. Serv. Geol. d'It. 42 pp.
- ANGELUCCI A. & PRATURLON A. (1968) - *Raddoppio tettonico della serie mesocenozoica nelle Gole di Celano a Nord del Fucino (Appennino Centrale)*. Geol. Romana, **7**, 431-446.
- BARATTOLO F. & BIGOZZI A. - *Dasycladacean green algae from the Upper Triassic - Lower Jurassic of the Gran Sasso area (Central Apennines) and their paleoenvironmental significance*. (in stampa).

- BELLOTTI P., CHIOCCHINI U. & VALERI P. (1982) - *Analisi tettonico sedimentaria dei "bacini minori" torbiditici del Miocene medio-superiore della dell'Appennino umbro-marchigiano e laziale-abruzzese: 6) Il bacino del Liri*. Boll. Soc. Geol. It., **100** (1981), 309-337.
- BERGOMI C. (1974) - *Contributo alla conoscenza dei depositi carbonatici mesozoici dell'area di Vallepietra (Monti Simbruini-Lazio)*. Boll. Serv. Geol. d'It. **91** (2), (1973), 319-352.
- BERGOMI C. & DAMIANI A.V. (1978) - *Diagenesi precoce nei depositi serravalliano-tortoniani del Lazio e considerazioni sulla evoluzione strutturale del bacino miocenico*. Boll. Serv. Geol. d'It., **97**, 35-66.
- BIGOZZI A. - *Cyclic Stratigraphy of the Upper Triassic-Lower Liasic sequence of Corno Grande (Central Apennine)*. Mem. Soc. Geol. It. (in stampa).
- BIGOZZI A., CIARAPICA G., CIRILLI S., PASSERI L. - *Eteropie di facies nel Trias superiore e nel Lias inferiore del Gran Sasso*. (In questo volume).
- BONI C.F. (1967) - *La geologia dei Monti Tiburtini*. Geol. Romana, **6**, 165-188.
- BOSI C. & MANFREDINI M. (1967) - *Osservazioni geologiche nella zona di Campo Felice (L'Aquila)*. Mem. Soc. Geol. It., **6**, 245-267.
- BOSI C. & BERTINI T. (1970) - *Geologia della media Valle dell'Aterno*. Mem. Soc. Geol. It., **9**, 719-777.
- CARBONE F. & SIRNA G. (1980) - *Upward shoaling carbonate sequences: the lower Jurassic of Filettino, Simbruini Mts. (Latium)*. Geol. Romana, **19**, 195-208.
- CARBONE F., SIRNA G. (1981) - *Upper Cretaceous reef model from Rocca di Cave and adjacent areas in Latium, Central Italy*. SEPM Special Publ., **30**, 427-445.
- CASSETTI M. (1906) - *Osservazioni geologiche sul Monte Sirente e i suoi dintorni (Abruzzo aquilano)*. Boll. R. Comit. Geol. It., **7**, 41-60, Roma.
- CHIOCCHINI M. & MANCINELLI A. (1977) - *Microstratigrafia del Mesozoico in facies di piattaforma carbonatica dei monti Aurunci (Lazio Meridionale)*. Studi Geol. Camerti, **1**, 109-152.
- CHIOCCHINI M. & MANCINELLI A. (1978) - *Ricerche geologiche sul Mesozoico del Gran sasso d'Italia (Abruzzo). III. Correlazioni microbiostratigrafiche tra facies di margine della piattaforma carbonatica e facies pelagiche del Giurassico e Cretacico inferiore*. Studi Geol. Camerti, **1**, 19-36.
- CHIOCCHINI M., MANCINELLI A. & MARCUCCI C. (1988) - *Distribution of Benthic Foraminifera and Algae in the Latium-Abruzzi carbonate platform facies (Central Italy) during Upper Malm-Neocomian*. Benthos '86, 3th Intern. Symp. Benthic Foraminifera (Ginevra, settembre 1986). Revue de Paléobiologie, vol. spec. **2**, 219-227.
- CHIOCCHINI M., MANCINELLI A. & ROMANO A. (1984) - *Stratigraphic distribution of Benthic Foraminifera in the Aptian, Albian and Cenomanian carbonate sequences of the Aurunci and Ausoni Mountains (Southern Lazio, Italy)*. Benthos '83, 2nd Intern. Symp. on Benthic Foraminifera (Pau, France, April 1988), 167-181.
- CHIOCCHINI M., MANCINELLI A. & ROMANO A. (1989) - *The gaps in the Middle-Upper Cretaceous carbonate series of the Southern Apennines, Abruzzi and Campania Regions, Italy*. Colloque sur les evenements de la partie moyenne du Crétacé, Lione, settembre, 1987. Geobios, mem. spéc. **11**, 133-149.
- CHIOCCHINI M., MANGANELLI V., PANNUZI L. (1979) - *Ricerche geologiche sul Mesozoico della Sabina (Lazio). II. I Monti Cornicolani*. Boll. Serv. Geol. d'It., **100**, 235-264.
- CIVITELLI G., CORDA L. & MARIOTTI G. (1988 a) - *Il bacino sabino: 2, sedimentologia e stratigrafia della serie calcarea e marnoso-spongolitica (Paleogene-Miocene)*. Mem. Soc. Geol. It., **35**, 33-47.
- CIVITELLI G., CORDA L. & MARIOTTI G. (1988b) - *Il bacino sabino: 3, evoluzione sedimentaria ed inquadramento regionale dall'Oligocene al Serravalliano*. Mem. Soc. Geol. It. **35**, 399-406.
- CLERMONTÉ J. (1977) - *La bordure abruzzaise sud - orientale et le Haut Molise: histoire sédimentaire et tectonique comparée*. Riv. It. Paleont., **81** (1), 21-102.
- COLACICCHI R. (1964) - *La facies di transizione della Marsica Nord-orientale*. Geol. Romana, **1**, 93-124.
- COLACICCHI R. (1966) - *Le caratteristiche della facies abruzzese alla luce delle moderne indagini geologiche*. Mem. Soc. Geol. It., **5**, 1-18.
- COLACICCHI R. (1967) - *Geologia della Marsica orientale*. Geol. Romana, **6**, 189-316.
- COLACICCHI R. (1987) - *Sedimentation on a carbonate platform as controlled by sea level changes and tectonic movements*. Mem. Soc. Geol. It., **40**, 199-208.
- COLACICCHI R. & PRATURLON A. (1965a) - *Stratigraphical and paleogeographical investigation on the Mesozoic shelf-edge facies in Eastern Marsica (Central Apennines)*. Geol. Romana, **4**, 89-118.
- COLACICCHI R. & PRATURLON A. (1965b) - *Il problema delle facies nel Giurese della Marsica Nord-orientale*. Boll. Soc. Geol. It., **84** (1), 55-65.
- COLACICCHI R., PIALLI G. & PRATURLON A. (1975) - *Megabreccias as a product of tectonic activity along a carbonate platform margin*. XI Int. Congr. Sedimentol., Nice (1975).
- COLACICCHI R., PIALLI G. & PRATURLON A. (1978) - *Arretramento tettonico del margine di una piattaforma carbonatica e produzione di breccie e megabreccie: l'esempio della Marsica (Appennino centrale)*. Quad. Fac. di Ingegneria, Univ. Ancona, **21**, 295-328.
- COSENTINO D. & PAROTTO M. (1989) - *Assetto strutturale dei Monti Lucretili settentrionali (Sabina): nuovi dati e schema tettonico preliminare*. Geol. Romana, **25**, 73-90.
- CRESCENTI U. (1969a) - *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. (1969b) - *Biostratigrafia delle facies mesozoiche dell'Appennino centrale; correlazioni*. Geol. Romana, **8**, 15-40.
- 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.
- D'ANDREA M. (1988) - *Evoluzione paleogeografica di un settore del margine Sud-orientale della piattaforma laziale abruzzese durante il Mesozoico*. Tesi di Dottorato (1983 - 87), Università degli Studi di Perugia, parte I, 1-175; parte II, Atlante delle Sezioni.
- D'ANDREA M. (1990) - *Considerazioni stratigrafiche e sedimentologiche sul Mesozoico della Catena Meta-Mainarde*. Mem. Serv. Geol. It., **38**, 9-20.
- D'ANDREA M. & MARCUCCI M. (1989) - *Radiolarian assemblages and lithostratigraphical data from the Aptian-Albian slope facies in the Monti della Meta*. Abstracts, 1st Meeting WG 2-Pelagic Facies, Pr. 262, I.G.C.P., Urbino (1989), 26-27.
- D'ANDREA M. & MARCUCCI M. (1990) - *Aptian-Albian slope facies in Meta-Mainarde Chain (Central Apennines)*. Abstracts, Cretaceous Field Conference, Jerusalem (1990), **8**.
- D'ANDREA M. & PRATURLON A. (1989) - *Meta-Mainarde Chain: example of by-pass margin in Central Apennines*. 28th Int. Geol. Congr., Washington D.C. (1989), Abstracts, **1**, 357.
- D'ANDREA M. & URGERA A. (1986) - *Correlazioni stratigrafiche ed alcune considerazioni paleogeografiche sul Mesozoico dei Monti della Meta (Appennino centro-meridionale)*. Mem. Soc. Geol. It., **35**, 27-32.

- D'ANDREA M., MICCADEI E. & PRATURLON A. - *Rapporti tra il margine orientale della piattaforma laziale-abruzzese ed il margine occidentale della piattaforma Morrone-Pizzalto-Rotella*. (In questo volume).
- DAMIANI A.V. (1965) - *Flora continentale di probabile età triassica dei monti Simbruini (territorio di Filettino - Appennino laziale)*. Boll. Soc. Geol. It., **8** (1), 59-98.
- DAMIANI A.V. (1977) - *Osservazioni di campagna sulle litofacies triassiche e liassiche di Filettino (Monti Simbruini-Appennino Centrale)*. Boll. Serv. Geol. d'It., **96** (1975), 315-342.
- DAMIANI A.V. (1985) - *Considerazioni sulla evoluzione geodinamica della linea tettonica "Anticoli Corrado-Olevano Romano" e delle zone ad essa adiacenti (Lazio)*. Boll. Serv. Geol. d'It., **103** (1982), 177-240.
- DAMIANI A.V. (1990a) - *Studi sulla piattaforma laziale-abruzzese. NOTA I^a. Considerazioni e problematiche sull'assetto tettonico e sulla paleogeologia dei monti Simbruini*. Mem. Serv. Geol. d'It., **88** (1989), 147-178.
- DAMIANI A.V. (1990 b) - *Studi sulla piattaforma laziale-abruzzese. NOTA II^a. Contributo alla interpretazione dell'evoluzione tettonico-sedimentaria dei Monti Affilani e "pre-Ernici"*. Mem. Serv. Geol. d'It., **88** (1989), 179-208.
- DAMIANI A.V. (1991) - *Negative and positive inversion tectonics in the Simbruini-Ernici-Affilani ridge, Central Italy*. TERRA, E.U.G. VI^o, STRASBOURG (March, 1991), 232.
- DAMIANI A.V. - *Riflessioni sull'assetto tettonico della dorsale costituita dai monti Simbruini-Affilani - "Pre Ernici" - Ernici e nuove ipotesi di lavoro (Italia centrale)*. (In questo volume).
- DAMIANI A.V. & SALVATI L. (1977) - *The Tortonian fan complex of middle Aniene river and high Sacco river valleys*. In: Int. Symp. "The Geotechnics of structurally complex formations", **1**, 163-168.
- DAMIANI A.V. & PANNUZI L. (1978) - *Sul significato cronostratigrafico ed ambientale relativo ad alcune ammoniti rinvenute presso Filettino (Appennino Laziale)*. Boll. Serv. Geol. d'It., **97** (1976), 67-84.
- DAMIANI A.V., PANNUZI L. & VENTURI F. (1981) - *Small size carixian ammonites of the surroundings of Filettino (Central Apennines) litho-chrono-stratigraphical and environmental considerations*. In: Rosso Ammonitico Symposium Proceedings - ROMA 169-179.
- DAMIANI A.V., MOLINARI PAGANELLI V., PICCHEZZI M.R., PANSERI C. & GIOVAGNOLI M.C. (1990) - *Il passaggio Cretacico-Terziario nei sedimenti carbonatici di piattaforma dei Monti Affilani (Lazio)*. Mem. Serv. Geol. d'It. **88** (1989), 21-38.
- DAMIANI A.V., CATENACCI E., MOLINARI PAGANELLI V., TILIA ZUCCARI A. & PANSERI CRESCENZI C. (in corso di stampa) - *Note illustrative del F° 376 "SUBIACO" alla scala 1/50.000*. Serv. Geol. Naz.
- DAMIANI A.V., CATENACCI E., MOLINARI PAGANELLI V. & PICCHEZZI M.R. - *Litobiofacies del Triassico superiore-Dogger nei Monti Simbruini e nei Monti Ernici*. (In questo volume).
- DE VITTORIO P. & FACCENNA C. (1987) - *Ulteriori dati sulla tettonica da thrust presente nell'area Magnola-Sirente*. Geol. Romana, **26**, pp. 287-291.
- DEVOTO G. (1967) - *Note Geologiche sul settore centrale dei Monti Simbruini ed Ernici (Lazio nord-orientale)*. Boll. Soc. Nat. Napoli, **76**, 112 p.p.
- DEVOTO G. & PAROTTO M. (1967) - *Note geologiche sui rilievi tra Monte Crepacuore e Monte Ortara (Monti Ernici - Lazio nord orientale)*. Geol. Romana, **6**, 145-163.
- DISCENDENTI A., FRISON G., NICOLETTI M., TADDEUCCI A. (1972) - *La trasgressione miocenica nella zona di Rocca di Cave (M. Pre-nestini)*. Rend. SIMP, **28**, 423-446.
- DONDI L., PAPETTI I. & TEDESCHI D. (1966) - *Stratigrafia del Pozzo Trevi 1 (Lazio)*. Geol. Romana, **5**, 249-262.
- GHISSETTI F. & VEZZANI L. (1986) - *Assetto geometrico ed evoluzione strutturale della catena del G.Sasso tra Vado di Siella e Vado di Corno*. Boll. Soc. Geol. It., **105**, 131-171.
- GHISSETTI F. & VEZZANI L. (1990) - *Stili strutturali nei sistemi di sovrascorrimento della catena del Gran Sasso (Appennino Centrale)*. Studi Geol. Camerti, volume speciale, 37-50.
- GHISSETTI F., VEZZANI L., BIGOZZI A., BLUMETTI A.M., BRUZZONE B., CELLINI M., CENTAMORE E., CLARI P., DE LA PIERRE F., FOLLADOR U., FREZZOTTI M., GIRAUDI C., PITTORI C. & RIDOLFI M. (1990) - *Carta Geologica del Gran Sasso d'Italia da Vado di Corno al Passo delle Capanelle (scala 1: 25.000)*. S.E.L.C.A., Firenze.
- HAQ B.U., HARDENBOL J. & VAIL P.R. (1987) - *Chronology and fluctuating Sea Level since the Triassic*. Science, Repr. Se., **235**, 1156-1167.
- MANFREDINI M. (1963) - *Osservazioni geologiche sul bordo interno della depressione molisano-sannitica*. Mem. Soc. Geol. It., **4**, 1-15.
- MARTINIS B. & PIERI M. (1964) - *Alcune notizie sulla formazione evaporitica del Trias superiore nell'Italia centrale e meridionale*. Mem. Soc. Geol. it., **4** (1), 649-678.
- MOLINARI PAGANELLI V., PICCHEZZI R.M., TILIA ZUCCARI A. (1986) - *Segnalazione di coproliti di crostacei in sedimenti giurassici dell'area del foglio geologico 376 "Subiaco" e di zone limitrofe (Lazio)*. Boll. Serv. Geol. d'It., **94** (1983-84), 345-352.
- MOLINARI PAGANELLI V. & TILIA ZUCCARI A. (1987) - *Benthic foraminifera horizons in the late Cretaceous platform carbonates of the Central Apennines (Latium, Italy)*. Mem. Soc. Geol. It., **35**, 175-186.
- NIJMAN W. (1971) - *Tectonics of the Velino-Sirente area, Abruzzi, Central Italy*. Konkl. Nederl. Akademie Van Wetensharren, Proceedings, S.B., **71** (2), 156-184, Amsterdam.
- PAROTTO M. (1971) - *Stratigraphy and tectonics of the eastern Simbruini and western Marsica Ranges (Central Apennines-Italy)*. Acc. Naz. Lincei. S.3, **9** (4), 93-170.
- PAROTTO M. & PRATURLON A. (1980) - *Geological summary of the Central Apennines*. Quad. de "La Ricerca scientifica", **90**, 257-311, Roma.
- PESCATORE T. (1965) - *Ricerche geologiche sulla depressione molisano-sannitica*. Atti Acc. Sc. Fis. Mat., Soc. Sc. Lett. e Arti in Napoli, ser. 3, **5** (4), 100-145.
- PIALLI G. (1969) - *Un episodio marnoso nel Lias superiore del bacino umbro-marchigiano: le marne del Monte Serrone*. Boll. Soc. Naturalisti in Napoli, **7**, 23.
- PRATURLON A. (1966) - *Algal assemblages from Lias to Paleocene in Southern Latium-Abruzzi: a review*. Boll. Soc. Geol. It., **85**, 164-194, Roma.
- PRATURLON A. (1968) - *Note illustrative al Foglio 152 "Sora" (scala 1:100.000)*. Serv. Geol. It., 1-76.
- PRATURLON A. & SIRNA G. (1976) - *Ulteriori dati sul margine cenomaniano della piattaforma carbonatica laziale abruzzese*. Geol. Romana, **15**, 83-11.
- ROSSI L. (1991) - *Rappresentazione dei fenomeni territoriali nell'area del Comune di Alvito (Fr)*. Tesi di Laurea in Sc. Geol., Univ. Studi di Roma "La Sapienza", 1-154.
- RUFO T. (1988) - *La geologia dell'area fra San Donato Val Comino ed i Monti della Meta*. tesi di Laurea in Sc. Geol., Univ. Studi Roma "La Sapienza" (1988), 1-140.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1965 a) - *F° 152 "Sora", Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000*.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1965 b) - *F° 160 "Cassino", Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000*.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1966) - *F° 161 "Isernia", Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000*.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1971) - *F° 153 "Agnone", Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000*.

