

VALERIA LUCIANI *

STRATIGRAFIA SEQUENZIALE DEL TERZIARIO NELLA CATENA DEL MONTE BALDO (PROVINCIE DI VERONA E TRENTO)

INDICE

ABSTRACT	263
RIASSUNTO	264
INTRODUZIONE	266
INQUADRAMENTO GEOLOGICO	269
STUDI PRECEDENTI	273
LA DISCONTINUITÀ CON IL SUBSTRATO TARDO CRETACICO-EOCENICO INFERIORE: LA SCAGLIA ROSSA E L'HARD GROUND DI TETTO	274
LA SEQUENZA DEPOSIZIONALE DI TORBOLE (E1)	279
LA SEQUENZA DEPOSIZIONALE DI NAGO (E2)	292
LA SEQUENZA DEPOSIZIONALE DI ACQUENERE (O1)	306
LA SEQUENZA DEPOSIZIONALE DI M. BRIONE (O2)	318
CONCLUSIONI GENERALI: EVOLUZIONE PALEOGEOGRAFICA E STRATIGRAFIA SEQUENZIALE DEI TERRENI TERZIARI DEL M. BALDO	328
RINGRAZIAMENTI	333
BIBLIOGRAFIA	333

Key words: sequence stratigraphy, biostratigraphy, paleogeography, Tertiary, Southern Alps.

ABSTRACT

The Tertiary succession outcropping on the eastern side of the Garda Lake (M. Baldo, M. Brione, Val di Gresta etc.) have been studied by means of facies analysis and biostratigraphy (larger and planctonic Foraminifers). As a result, the paleogeographic and structural evolution of the western margin of the Lessini Shelf has been reconstructed.

The Lessini Shelf was a major paleogeographic element of the Southern Alps in Tertiary times, and is characterized by the world-wide known shallow-water carbonates, rich in corals, fishes, algae, molluscs, larger forams etc., of the Venetian Alps (provinces of Verona, Vicenza and Trento). This element is superimposed on the Trento Platform, a Jurassic structural and paleogeographic domain of the Adria plate (or African Promontory) continental margin, which drowned in Dogger time and subsequently was draped by pelagic sediments of Late Jurassic to Paleocene age. The Trento Platform reacted rigidly during the Alpine collision and was segmented into variously uplifted blocks and punctuated by several volcanic piles. These "highs" acted as centres of initiation of shallow water carbonates which then gave rise to form the Lessini Shelf.

In spite of an extremely rich literature, the pre-existing stratigraphic picture was incomplete, partly wrong and without any correlation. Applying the method of sequence stratigraphy, it has been possible to subdivide the Cenozoic succession into well defined depositional sequences and to correlate the various rock units into a dynamic and consistent framework. In particular, four complete depositional sequences, respectively of Early Eocene-Middle Eocene p.p. (Torbole Depositional Sequence = E1), Middle Eocene p.p. -Late Eocene p.p. (Nago Depositional Sequence = E2), Late Eocene p.p. - Early Oligocene (Acquenere Depositional Sequence = O1) and Late Oligocene (M. Brione Depositional Sequence = O2), have been recognized. A

* Dipartimento di Scienze Geologiche e Paleontologiche dell'Università di Ferrara, Corso Ercole I d'Este 32, I-44100 FERRARA (Italia).

Lavoro eseguito con il contributo C.N.R. (n. 89.00343.05) nell'ambito del programma "Stratigrafia fisica, biostratigrafia sedimentologia e paleoecologia delle rocce carbonatiche" (responsabile A. BOSELLINI).

fifth sequence occurs at M. Moscal (southern part of the study area), but only the basal section is represented: a sharp unconformity separates the underlying sequence O2 from a 10m thick, glauconite rich calcarenite. The basal equivalent of this units occurs at the top of the M. Brione succession (northern tip of Garda Lake).

The above cited depositional sequences, which consist mainly of carbonate platform-to-basin depositional systems, are bounded by unconformity surfaces and their correlative basinal conformities. Several facies and rock units not previously described, including Torbole Limestone, Malcesine Limestone, Bolognano Marls, Linfano Limestone, Incaffi Limestone, M. Brione Formation, have been recognized within the various sequences, while already known formal units have been revised in terms of chronostratigraphy and environmental interpretation.

The substratum of tertiary successions described in this paper is represented by the Scaglia rossa, a reddish marly limestone which accumulated in a relatively deep and uniform basinal setting. It is separated from the overlying Tertiary sediments through spectacular hardgrounds and hiatuses of various amplitude.

The structural and paleogeographic evolution of the study area in Tertiary times can be delineated as follows.

The most important structural and environmental changes occur during sequence E1 time: the first Eocene neritic carbonates (Torbole limestone) start to accumulate on some tectonic "highs", which act as centers of initiation of shallow-water sedimentation. The Torbole Limestone, in fact, is restricted to the present M. Baldo anticline and is surrounded by slope (Malcesine Limestone) and basinal facies either carbonate (Chiusole Limestone) on the east side of the anticline or clayey and marly (Scaglia rossa, Scaglia cinerea) in all other basinal settings. The M. Baldo positive structure (now anticline) clearly was already existing in Early Tertiary time and exerted a shelter effect with respect to the distal terrigenous fines which provenance was to the northwest.

During the time span expressed by the sequence E1, the volcanic activity was quite remarkable as documented by widespread and thick basic volcanites. Toward the end of the Middle Eocene, the volcanic deposits were subaerially exposed and the resulting stratigraphic discontinuity constitutes the upper boundary of the sequence E1.

During the time of the sequence E2, the carbonate platform (Nago Limestone), which consists of various thickening and coarsening upward sequences (parasequences), extended over large part of the western side of the Lessini Shelf (M. Baldo, Val di Cei, Val di Gresta, M. Cornetto, etc.), prograding northward and eastward. It was still surrounded by a carbonate ramp (Malcesine Limestone) connecting the platform to the marly basinal sediments of the Scaglia cinerea.

Toward the end of the Late Eocene, the Nago carbonate platform was subaerially exposed, as documen-

ted by karst surfaces and conglomerates with rubified pebbles occurring in several localities at the top of the formation. This event is registered also in the basinal succession, where shallow-water derived turbidites (breccias and bioclastic calcarenites) occur at the top of the Late Eocene interval. These gravity-displaced sediments can be interpreted as the lowstand deposits of the following sequence O1.

During the time of the sequence O1, the Nago carbonate platform, exposed and eroded at the end of Eocene, was first flooded and covered by relatively deep clayey and marly deposits (Bolognano Marls) which represent the transgressive system tract of the sequence. The highstand system tract is represented instead by the shallow water carbonate-siliciclastic sediments of the Acquenere Formation (M. Baldo, Val di Gresta, M. Moscal) and by its lateral equivalent, the prograding Linfano Limestone (M. Brione). The upper sequence boundary is represented by a pronounced unconformity which constitutes a remarkable morphological feature both at M. Brione and M. Moscal.

The sequence O2 is represented only at M. Brione and M. Moscal. In this last locality, it consists of white, well bedded calcarenites, the so-called Incaffi Limestone. Despite its apparent uniformity, this unit, when analyzed microscopically, appears to be constituted of a lower part rich in planctonic Foraminifers (transgressive system tract) and of an upper one, rich in red algae and larger Foraminifers where progradation geometries are clearly recognizable (highstand system tract).

A well developed unconformity surface constitutes the top of the Incaffi Limestone, which is overlain by the sequence M1, here represented by glauconitic calcarenites. During the time interval represented by the sequences O2 and M1, relatively deep-water sediments (M. Brione Formation) were accumulating to the north and northwest of the study area.

For each depositional sequence, the various constituent rock units have been described and chronostratigraphically defined by means of planctonic and larger Foraminifers. Moreover, the chronostratigraphic control allowed the construction of several "instantaneous" paleogeographic maps which greatly facilitate in understanding the geological evolution of the study area during the Tertiary.

RIASSUNTO

L'analisi di facies e biostratigrafica (basata sui Foraminiferi planctonici e macroforaminiferi) delle successioni terziarie della sponda orientale del Lago di Garda (M. Baldo, M. Brione, Val di Gresta, ecc.) ha permesso di ricostruire con un certo dettaglio la paleogeografia del margine occidentale del *Lessini Shelf*.

Il *Lessini Shelf* è uno dei maggiori elementi paleogeografici terziari delle Alpi meridionali ed è caratterizzato dai noti depositi di mare basso a macroforaminiferi, Pesci, Molluschi, Alghe, Coralli ecc., delle Alpi Venete (province di Verona, Vicenza e Trento). Tale

elemento è sovrainposto alla Piattaforma di Trento, un'unità paleogeografica e strutturale del margine continentale dell'Adria Plate (o Promontorio Africano), che annegò nel Dogger e fu ricoperta da sedimenti bacinali dal Giurassico superiore al Paleocene. La Piattaforma di Trento reagì rigidamente durante l'orogenesi Alpina e fu segmentata in vari blocchi sollevati ed iniettata di vulcaniti basiche. Questi "alti" agirono come punti di innesco della sedimentazione carbonatica di acqua bassa, che, estendendosi lateralmente, formò il *Lessini Shelf*.

Il quadro stratigrafico preesistente, nonostante la ricca letteratura disponibile, era lacunoso, in parte errato e puntiforme. L'utilizzo della stratigrafia sequenziale in questo lavoro ha permesso di suddividere la successione cenozoica esaminata in unità primarie (sequenze deposizionali) e di ricostruire un assetto stratigrafico organico dove le varie unità costituenti le singole sequenze risultano correlate in maniera logica e dinamica. In particolare, sono state riconosciute quattro sequenze deposizionali complete di età Eocene inferiore-Eocene medio p.p. (Sequenza deposizionale di Torbole, E1), Eocene medio p.p. - Eocene superiore p.p. (Sequenza deposizionale di Nago, E2), Eocene superiore p.p. - Oligocene inferiore (Sequenza deposizionale di Acquenere, O1), Oligocene superiore (Sequenza deposizionale di M. Brione, O2). Una quinta sequenza è rappresentata solo parzialmente al M. Moscal (M. Baldo meridionale) dove una netta discontinuità separa la sequenza O2 da un'unità calcarenitico-arenacea di mare basso affiorante per soli 10 m. Il corrispondente bacinale di questa unità affiora al tetto della successione di M. Brione (Lago di Garda settentrionale).

Le sequenze sopracitate, costituite prevalentemente da sistemi deposizionali piattaforma carbonatica-bacino, sono delimitate da superfici di discontinuità stratigrafica e dalle relative superfici di continuità bacinale. Lo studio eseguito ha portato all'individuazione, all'interno di ogni sequenza, di numerose facies e formazioni non descritte precedentemente (Calcare di Torbole, Calcare di Malcesine, Marne di Bolognano, Calcare di Linfano, Calcare di Incaffi, Formazione di M. Brione) ed alla revisione, in termini cronobiostratigrafici e di interpretazione ambientale, di unità formali studiate in precedenza.

Il substrato delle successioni terziarie esaminate è dato dalla Scaglia rossa, che si depositava in un ambiente marino relativamente uniforme e profondo, spesso ricoperta da vistosi *hard ground*, e separata dai terreni soprastanti da *hiatus* più o meno ampi.

L'evoluzione paleogeografica durante il Terziario nella catena del M. Baldo può essere così schematizzata:

— durante la sequenza E1 si verificarono i più importanti cambiamenti ambientali: i primi depositi carbonatici neritici (Calcare di Torbole) iniziarono ad accumularsi su alcuni "alti" tettonici, che agirono come punti di innesco della sedimentazione di mare basso. Tali depositi sono in gran parte distribuiti lungo l'at-

tuale anticlinale del M. Baldo e sono circondati da sedimenti di pendio (Calcare di Malcesine) e bacinali. Questi ultimi sono prevalentemente carbonatici (Calcare di Chiusole) ad Est della struttura sollevata e carbonatico-argillosi (Scaglia rossa, Scaglia cinerea) all'esterno della struttura stessa. La struttura positiva del M. Baldo (ora anticlinale) era già chiaramente identificata agli inizi del Terziario ed esercitava, durante l'Eocene inferiore, un effetto di riparo dagli apporti terrigeni più fini e distali provenienti da NW.

Durante il periodo di tempo espresso dalla Sequenza E1 fu molto pronunciata l'attività vulcanica, testimoniata dai diffusi e spesso potenti depositi vulcanici basici. Verso la fine dell'Eocene medio tali depositi subirono un'esposizione subaerea; la superficie di discontinuità stratigrafica derivata è il limite di sequenza superiore della E1;

— durante la sequenza E2 la piattaforma carbonatica (Calcare di Nago), costituita da vari cicli *thickening e coarsening upward* (parasequenze), si estese a gran parte del margine occidentale del *Lessini Shelf* (M. Baldo, Val di Gresta, Val di Cei, M. Cornetto ecc.) progradando verso Nord, Sud e Est. Essa era circondata da una rampa carbonatica (Calcare di Malcesine) che la collegava ai sedimenti bacinali prevalentemente marnosi della Scaglia cinerea.

Verso la fine dell'Eocene superiore la piattaforma carbonatica del Calcare di Nago fu esposta, come testimoniano le superfici incarsite ed i conglomerati a ciottoli arrossati presenti, in varie località, al tetto della formazione. Tale evento è registrato anche nelle successioni bacinali, dove brecce e torbiditi carbonatiche grossolane sono intercalate nei livelli della Scaglia cinerea della parte alta dell'Eocene superiore. Questi depositi risedimentati possono essere interpretati come il deposito di *lowstand* della successiva sequenza O1;

— durante la sequenza O1, la piattaforma carbonatica del Calcare di Nago, esposta ed erosa nell'Eocene superiore, fu poi ricoperta da depositi trasgressivi marnoso-argillosi (Marne di Bolognano), relativamente profondi, interpretabili come il *transgressive system tract* della O1. L'*highstand system tract* di tale sequenza è rappresentato dai depositi di mare basso carbonatico-terrigeni della Formazione Acquenere (affiorante sul M. Baldo, in Val di Gresta e sul M. Moscal) e dai loro equivalenti laterali, prevalentemente carbonatici e progradanti, del Calcare di Linfano (M. Brione).

Il limite di sequenza superiore della O1 è dato da una pronunciata superficie di discontinuità stratigrafica affiorante al M. Brione ed al M. Moscal;

— la sequenza O2 è rappresentata solo al M. Brione ed al M. Moscal. In quest'ultima località è rappresentata dal Calcare di Incaffi. Questa formazione, costituita da calcareniti bianche ben stratificate dai caratteri uniformi in affioramento, rivela all'analisi microscopica una parte basale trasgressiva (*transgressive system tract*) con relativa abbondanza di Foraminiferi planctonici ed una parte superiore, contenente macroforaminiferi ed Alghe rosse, nella quale si riconoscono geometrie progradazionali (*highstand system tract*).

Una netta superficie di disconformità al tetto del Calcarea di Incaffi separa tale formazione dalla sequenza M1 soprastante, costituita da depositi calcarenitico-arenacei glauconitici di mare basso. Durante l'intervallo di tempo espresso dalle sequenze O2 ed M1 a Nord dell'area studiata si depositavano sedimenti di ambiente piuttosto profondo (Formazione di M. Brione).

Per ogni sequenza deposizionale individuata sono state descritte e caratterizzate cronobiostatigraficamente, sulla base dei Foraminiferi planctonici e dei macroforaminiferi, le singole unità costituenti e discusso il loro arrangiamento nei vari *system tract*. Il controllo cronobiostatigrafico ha permesso inoltre la realizzazione di varie carte paleogeografiche "istantanee" che facilitano la comprensione dell'evoluzione geologica dell'area studiata durante il Terziario.

INTRODUZIONE

Questo lavoro consiste nell'analisi litobiostatigrafica delle successioni terziarie della sponda orientale del Lago di Garda, comprendente il M. Baldo e le sue propaggini meridionali (M. Moscal) e settentrionali (M. Brione, M. Biaena, Val di Gresta) (Fig. 1).

Quanto qui presentato costituisce la parte essenziale della Tesi di Dottorato dell'autrice. La descrizione delle varie sezioni stratigrafiche campionate, omessa per ragioni di spazio, può essere consultata presso le Biblioteche Nazionali di Roma e Firenze, dove sono depositate copie della Tesi. Parte dei dati sono già stati pubblicati (LUCIANI 1987, LUCIANI 1988b, LUCIANI 1989, LUCIANI *et al.* 1988, F.R. BOSELLINI *et al.* 1988) e vengono qui ripresi allo scopo di fornire un quadro organico ed esauriente dell'argomento trattato.

Il substrato delle successioni terziarie esaminate è dato dalla Scaglia rossa, spesso ricoperta da vistosi *hard ground* e separata dai soprastanti terreni terziari da *hiatus* più o meno ampi; i terreni più recenti affiorano sul M. Brione, in Val di Gresta e sul M. Moscal, con età ascrivibile al Miocene inferiore.

L'area studiata riveste un particolare interesse essendo posta al margine occidentale della piattaforma carbonatica cenozoica, il cosiddetto *Lessini Shelf* (BOSELLINI 1989), che è sovrapposto all'antico elemento paleogeografico e paleostrutturale della Piattaforma di Trento (AUBOUIN 1964; BOSELLINI 1965; CASTELLARIN 1972) (Fig. 2). Tale elemento, uno dei più importanti delle Alpi Meridionali, fu sede di sedimentazione di acqua bassa di tipo bahamiano dal Lias al Dogger, quando, annegando a profondità al di sotto della zona eufotica, diventò un *plateau* sommerso per tutto il restante Giurassico, Cretaceo e Paleocene.

La complessa collisione, iniziata nel Cretaceo superiore, tra Europa e *Adria plate* con conseguente costruzione della catena Alpina e la tettonica ad essa associata furono ampiamente controllate dall'assetto strutturale permo-triassico e giurassico (BOSELLINI *et al.* 1978; GELATI *et al.* 1982; DOGLIONI e BOSELLINI 1987; CASSINIS e CASTELLARIN 1988; ecc.).

In particolare, l'annegata Piattaforma di Trento reagì rigidamente durante la collisione: essa si fratturò in più punti con intrusioni di vulcaniti basiche e ultrabasiche, mentre cunei transpressivi e strutture a fiore si svilupparono lungo il suo margine occidentale (DOGLIONI e BOSELLINI 1987).

L'attività tettonica, unitamente a quella vulcanica, portò così all'individuazione di "alti" strutturali che, raggiunta la zona eufotica, divennero sede di sedimentazione neritica. Questi primi centri, individuatisi sin dall'Eocene inferiore, agirono da fulcri di diffusione della sedimentazione carbonatica neritica; questa progredì lateralmente sino ad interessare gran parte dell'area dell'antica Piattaforma di Trento, dando così origine allo *shelf* cenozoico dei Lessini, caratterizzato da scogliere, barre carbonatiche - sabbiose, lagune, vulcani, ecc.

L'attività tettonica (sollevamenti e subsidenza) e le fluttuazioni eustatiche del livello del mare controllarono l'evoluzione della piattaforma durante il Terziario.

I dati noti in letteratura sono numerosi dato che l'area in esame è stata, sin dalla fine dell'800 (NICOLIS 1884; GÜMBEL 1896; ecc.), fonte degli studi più classici della stratigrafia delle Alpi meridionali. Questi studi comprendono ad esempio i noti lavori di FABIANI (1915, 1919, 1922, 1930), VENZO (1934), HAGN (1956) e molti altri, sino ad arrivare a quelli più recenti di CASTELLARIN e CITA (1969a, 1969b, 1970a, 1970b). Questi lavori hanno fornito il *background* da cui si è sviluppata la ricerca. Da un loro esame emerge la mancanza di un inquadramento organico generale delle successioni paleogeniche e neogeniche e l'incompletezza di molti dati, spesso dovuta ad un dettaglio biostratigrafico non sufficiente ai fini di questa ricerca.

Lo studio qui eseguito è basato sull'analisi fisico-stratigrafica e biostratigrafica (Foraminiferi planctonici e macroforaminiferi) di numerose sezioni e comprende pure varie campionature puntiformi.

È noto come negli ultimi venti anni l'evoluzione dei concetti stratigrafici abbia portato a definire unità all'interno delle quali sono enfatizzate le caratteristiche deposizionali ed il significato cronostatigrafico delle discontinuità che interrompono la successione sedimentaria. Questi concetti

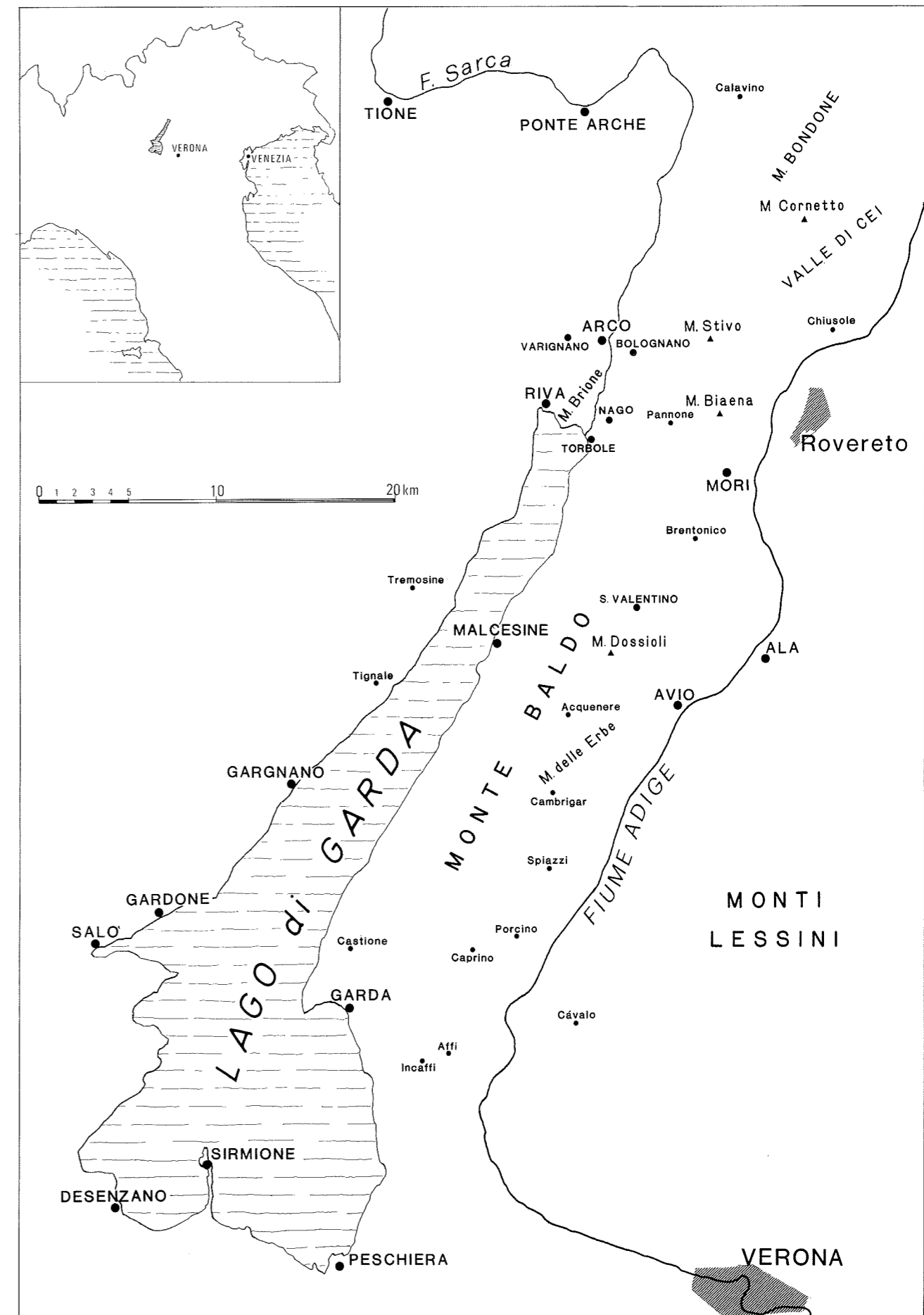


FIG. 1 - L'area di studio ed i nomi delle principali località a cui si fa riferimento nel testo.

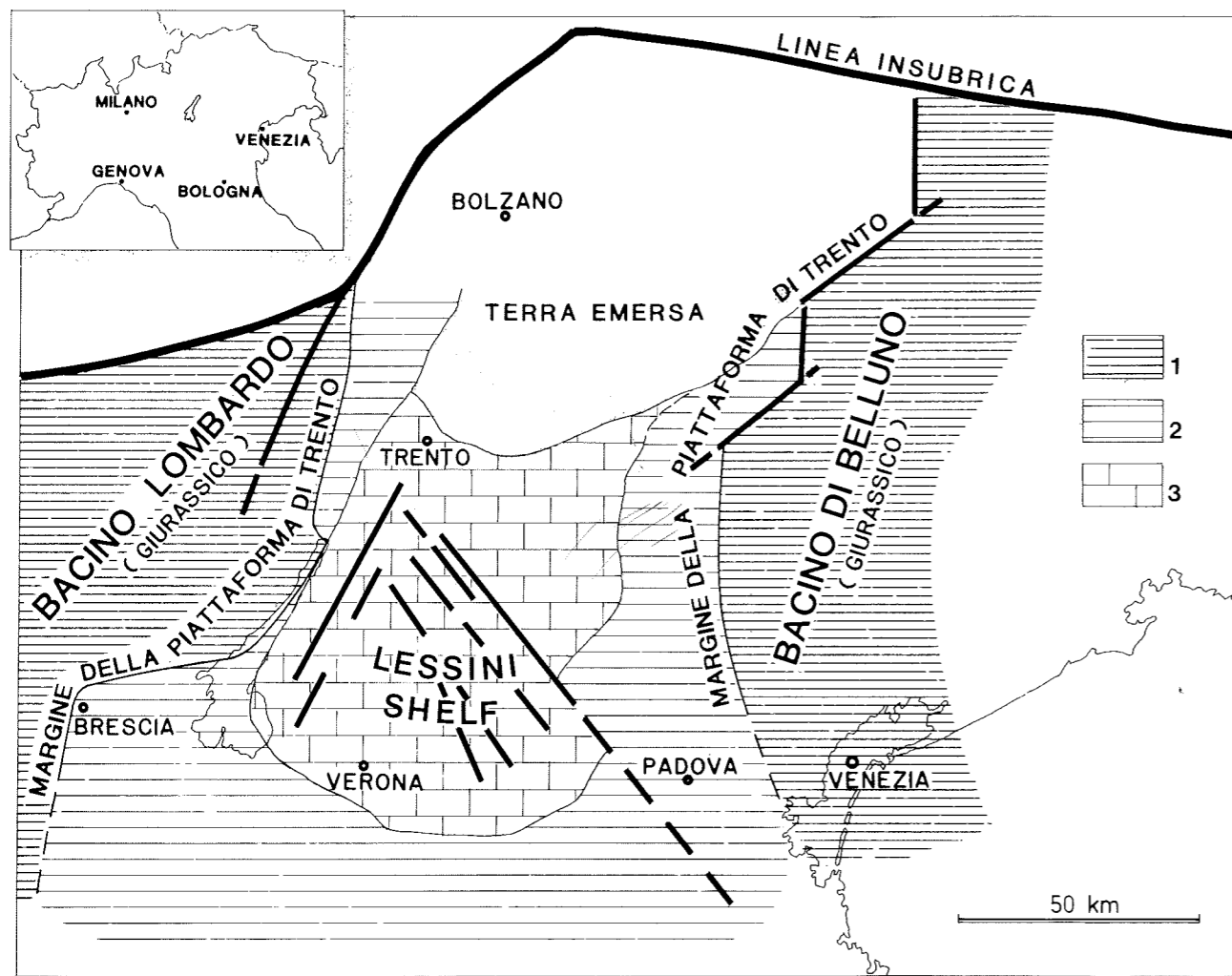


FIG. 2 - La piattaforma carbonatica terziaria (*Lessini Shelf*) impostata sul carapace della Piattaforma di Trento di età giurassica. 1) Depositi bacinali giurassici; 2) Depositi di piattaforma giurassici; 3) Carbonati terziari del *Lessini Shelf* (da BOSELLINI 1989, modificato).

sono alla base del tipo di approccio all'analisi stratigrafica conosciuto come *sequence stratigraphy*, introdotto, come noto, da VAIL *et al.* (1977) e ampiamente discusso in vari lavori successivi (SLOSS 1984; VAIL *et al.* 1984; HAQ *et al.* 1987; ecc.).

L'utilizzo della stratigrafia sequenziale ha permesso di suddividere la successione cenozoica della sponda orientale del Lago di Garda in unità primarie (sequenze deposizionali) e di ricostruire quindi un assetto stratigrafico organico dove le varie unità costituenti le singole sequenze deposizionali risultano correlate in maniera logica e dinamica.

Nelle successioni terziarie della sponda orientale del Lago di Garda sono state riconosciute quattro sequenze deposizionali complete di età Eocene inferiore - Eocene medio p.p. (Sequenza deposizionale di Torbole: E1), Eocene medio p.p. - Eocene superiore p.p. (Sequenza deposizionale di

Nago: E2), Eocene superiore p.p. - Oligocene inferiore (Sequenza deposizionale di Acquenere: O1), Oligocene superiore (Sequenza deposizionale di M. Brione: O2). Una quinta sequenza deposizionale (M1) è rappresentata solo parzialmente al M. Moscal (M. Baldo meridionale) dove una discontinuità separa la sequenza O2 da un'unità calcarenitico - arenacea di mare basso affiorante per soli 10 m. Il corrispondente bacinale di questa unità affiora al tetto della successione di M. Brione. Le cinque sequenze sopra citate sono delimitate da superfici di discontinuità stratigrafica e dalle relative superfici di continuità bacinali.

Lo studio eseguito ha portato all'individuazione, all'interno di ogni sequenza, di numerose facies e formazioni non descritte precedentemente e alla revisione, in termini cronobiostratigrafici e di interpretazione ambientale, di unità formali studiate in precedenza. Le unità formali già note in

letteratura comprendono: il Calcere di Chiusole (CASTELLARIN 1970), il Calcere di Nago (CASTELLARIN e CITA 1969a), la Formazione Acquenere (CASTELLARIN e CITA 1970a), il Calcere di M. delle Erbe (CASTELLARIN e CITA 1970b), la Scaglia cinerea, la Formazione di Besagno. Sono state invece informalmente descritte in questo lavoro le seguenti formazioni: il Calcere di Torbole (già introdotto in letteratura da BOSELLINI e LUCIANI 1985), il Calcere di Malcesine, il Calcere di Linfano, il Calcere di Incaffi, la Formazione di M. Brione, le Marne di Bolognano.

Per ogni sequenza deposizionale sono state descritte e caratterizzate cronobiostratigraficamente le singole unità costituenti e discusso il loro arrangiamento nei vari *system tract*. Il continuo controllo cronobiostratigrafico ha permesso inoltre la realizzazione di varie carte paleogeografiche che facilitano la comprensione dell'evoluzione geologica dell'area durante il Terziario.

INQUADRAMENTO GEOLOGICO

Come accennato nel capitolo introduttivo, le successioni cenozoiche studiate occupano una posizione particolarmente interessante trovandosi al margine di un importante elemento paleogeografico terziario (*Lessini Shelf*; BOSELLINI 1989) a sua volta sovrainposto ad un altro più antico. Quest'ultimo elemento paleogeografico e paleostrutturale è riportato in letteratura da vari Autori con nomi diversi, quali Piattaforma di Trento (AUBOUIN 1964), Piattaforma Atesina (BOSELLINI 1965), Piattaforma Veneta (CASTELLARIN 1972), *Plateau* di Trento (WINTERER e BOSELLINI 1981). Tali termini, in parte entrati nell'uso corrente, vengono talvolta citati indifferentemente, in qualità di sinonimi, ma non lo sono.

La Piattaforma Atesina è un "alto strutturale" caratterizzato da sedimentazione molto condensata e ridotta rispetto ai "bassi strutturali" (bacini) riconoscibili per il forte ispessimento della sequenza sedimentaria permotriassica. AUBOUIN (1964), invece, descrive la Piattaforma di Trento (*ride tridentine*) come un elemento paleogeografico riconoscibile a partire dal Lias e ben distinguibile dal Bacino Lombardo (*sillon lombard*) ad Ovest e dal Bacino Bellunese (*sillon bellunaise*) ad Est per il tipo di sedimentazione prevalentemente di mare basso.

Nel Dogger, una fase di subsidenza accelerata rispetto al ritmo di produzione biologica e sedimentologica provocò l'annegamento della Piattaforma di Trento, che divenne così un *plateau* pelagico (*Plateau* di Trento; WINTERER e BOSELLINI

1981). Al di sopra dei depositi liassici lagunari dei Calcari grigi iniziò così la deposizione dei calcari nodulari rossi e selciferi dell'Ammonitico rosso, a loro volta ricoperti dai sedimenti di acqua profonda del Biancone, della Scaglia variegata e della Scaglia rossa. Questa copertura pelagica che sorregge la Piattaforma di Trento ha uno spessore complessivo di 150 - 300 m (Fig. 3) e ricopre un arco di tempo di circa 120 Ma, durante il quale il *Plateau* di Trento rimase in condizioni relativamente profonde.

A partire dal Cretaceo superiore l'incipiente collisione tra Europa e *Adria plate* modificò il regime tettonico delle Alpi Meridionali, che passarono da una lunga fase distensiva, durante la quale costituivano un margine continentale passivo, ad una successiva fase di tipo compressivo, molto complessa e legata alla convergenza del margine stesso. La tettonica risultante fu ampiamente controllata dall'assetto strutturale precedente a tale compressione.

La Piattaforma Atesina mantenne la propria identità strutturale e reagì rigidamente durante la collisione. Si fagliò in diversi punti e vennero individuati, nel suo margine occidentale, "alti" e "bassi" strutturali allungati in direzione giudicariense, probabilmente legati ad una tettonica transpressiva (BOSELLINI *et al.* 1978; DOGLIONI e BOSELLINI 1987). Il *Plateau* di Trento fu quindi segmentato in blocchi, alcuni dei quali portati a basse profondità a causa dell'attività tettonica e vulcanica. Questi "alti" agirono, a partire dall'Eocene inferiore, come centri di attecchimento e diffusione per i banchi nummulitici, le scogliere e le lagune che, progredendo lateralmente, diedero origine al *Lessini Shelf*, collegato a Nord con la terra emersa e circondato da ambienti di mare profondo. Le conoscenze del sottosuolo padano indicano infatti la presenza di sedimenti bacinali nell'Eocene, rappresentati da litofacies argillose e marnoso-calcaree (pozzo di Bovolone; AGIP 1959) sviluppate verso Sud sino al margine appenninico.

In seguito quindi, con il termine Piattaforma Atesina (BOSELLINI 1965) si farà riferimento ad un'unità essenzialmente strutturale a comportamento "rigido"; con il termine Piattaforma di Trento (AUBOUIN 1964; CASTELLARIN 1972) verrà indicata un'unità paleogeografica giurassica individuata in seguito alle fasi distensive collegate all'apertura dell'Oceano Ligure; infine, con *Plateau* di Trento (WINTERER e BOSELLINI 1981) si intenderà la stessa unità "annegata" a partire dal Dogger per una più marcata fase della subsidenza, e rimasta in condizioni di sedimentazione profonda sino all'Eocene inferiore. Il *Lessini Shelf* (BOSEL-

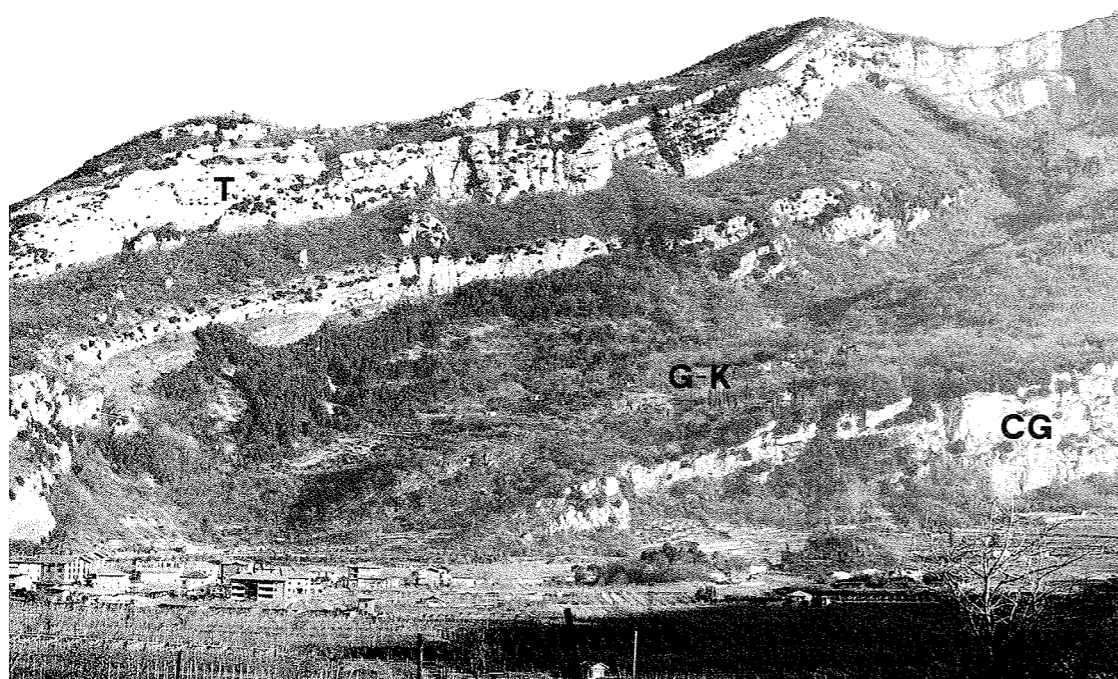


FIG. 3 - La successione stratigrafica esposta a Nord del paese di Nago mostra i Calcari Grigi della Piattaforma di Trento (CG) sormontati dai depositi pelagici del Giurassico medio-superiore e del Cretaceo (Ammonitico rosso, Biancone, Scaglia rossa) (G-K), a loro volta coperti dai carbonati neritici terziari (Calcarea di Torbole, Calcarea di Nago) (T).

LINI 1989), infine, è l'unità paleogeografica parzialmente corrispondente alla Piattaforma di Trento, di età terziaria, tornata in condizioni di mare basso in seguito alle fasi compressive legate all'Orogenesi Alpina.

ASSETTO TETTONICO ATTUALE

Il motivo strutturale più importante dell'area studiata è costituito dalle lineazioni giudicariensi, ad andamento NNE - SSW. La linea delle Giudicarie, il cui significato è essenziale per la comprensione dell'evoluzione strutturale delle Alpi Meridionali, è stata oggetto di numerosi studi e diverse interpretazioni. Essa viene recentemente interpretata (CASSINIS e CASTELLARIN 1988; CASTELLARIN *et al.* 1988) come l'espressione cinematica di due principali eventi compressivi di età neogenica, il primo compreso tra il Serravalliano ed il Tortoniano, il secondo tra il Messiniano ed il Pliocene inferiore. Viene inoltre sottolineato da numerosi Autori (GELATI *et al.* 1982; DOGLIONI e BOSELLINI 1987; CASSINIS e CASTELLARIN 1988; ecc.) come l'evoluzione compressiva paleogenica e neogenica delle Alpi Meridionali segua l'assetto delle discontinuità crostali distensive tardo - paleozoiche e mesozoiche.

In particolare la Piattaforma Atesina influenzò notevolmente la tettonica alpina: la fascia delle Giudicarie è strettamente legata al limite reologico tra i domini della Piattaforma Atesina ad Est ed il Bacino Lombardo ad Ovest. In seguito al differente comportamento strutturale, quindi, nell'area esaminata, a partire dalla linea Ballino - Garda (NNW-SSE) e procedendo verso Est, lo stile è nettamente più rigido rispetto al settore occidentale adiacente. Prevalgono infatti i disturbi tettonici per faglia (in prevalenza sub-verticali), anche se non mancano pieghe e qualche accavallamento, responsabile ad esempio della ripetizione della successione calcarea e vulcanica eocenica a S. Valentino (M. Baldo settentrionale) (CASTELLARIN e CITA 1969a; FOGELGESANG 1975).

I principali elementi tettonici comprendono l'anticlinale e sinclinale del M. Baldo con asse NNE - SSW, e la linea M. Baldo - M. Stivo (NNE - SSW che corrisponde ad una faglia inversa nel tratto più settentrionale. La struttura anticlinale, con fianco sud - orientale verticalizzato e per lunghi tratti rovesciato, continua verso Nord nel M. Stivo - M. Bondone. Meno pronunciata è la sinclinale che, dopo un'ampia interruzione, ricompare a Nord nella sinclinale di Val di Gresta.

A causa degli accavallamenti e delle deformazioni tettoniche subite dall'area in tempi relativamente recenti, le successioni cenozoiche esaminate risultano ora affioranti secondo una disposizione che non riflette quella paleogeografica originaria, producendo ad esempio l'apparente avvicinamento di facies originariamente più lontane. Per questo motivo le ricostruzioni paleogeografiche rese possibili dagli studi stratigrafici qui eseguiti vengono riportate su di una carta palinospastica precedente le deformazioni neo-alpine (Fig. 4).

LE MANIFESTAZIONI VULCANICHE VENETO-TRENTINE E LORO SIGNIFICATO GEODINAMICO

L'intera area del *Lessini Shelf* è caratterizzata da estesi affioramenti di vulcaniti basiche e ultrabasiche, prevalentemente sottomarine, talora anche piuttosto potenti, intercalate nella successione sedimentaria.

La successione cronologica degli eventi eruttivi terziari del Veneto, riconosciuta da FABIANI (1915), successivamente precisata da numerosi Autori (SCHIAVINATO 1950; PICCOLI 1966; BORSI *et al.* 1969; DIENI e PROTO DECIMA 1970; DE VECCHI e SEDEA 1974), può essere brevemente riassunta come segue:

- l'inizio dell'attività (Paleocene) si sviluppa soprattutto nel settore centro - occidentale del *Lessini Shelf* (Trento, Breonio, Rovereto e soprattutto l'area a Sud di Schio), anche se non mancano testimonianze nel Marosticano;
- nell'Eocene inferiore e medio i prodotti vulcanici sono molto diffusi sia nel settore lessineo che sul M. Baldo e subordinatamente sui Berici;
- l'Eocene superiore è in generale un periodo di stasi vulcanica, ad eccezione degli Euganei, dove l'inizio dell'attività è proprio di questo periodo;
- nell'Oligocene l'attività riprende a manifestarsi con notevole intensità, oltre che negli Euganei, anche nei Lessini orientali, Berici e Marosticano; risulta invece assente nell'area occidentale.

Più in particolare, riguardo all'area in esame, ad Est del Lago di Garda, verranno ricordati con maggior dettaglio i dati relativi al Roveretano (CASTELLARIN e PICCOLI 1966) ed al M. Baldo (PICCOLI 1966).

In quest'area l'attività eruttiva ebbe inizio nel Paleocene superiore o, meno probabilmente, nel Cretaceo superiore: si tratta di un sottile orizzonte di materiali vulcanoclastici affiorante tra Aldeno e Cimone; in esso vi sono intercalate lenti di Scaglia rossa rimaneggiate. Seguirono le fasi dell'Eocene inferiore e quelle, più importanti in

estensione e quantità, dell'Eocene medio, che diedero origine a colate sottomarine, accumuli di ialoclastiti e ad edifici vulcanici più completi, in parte subaerei. Le ialoclastiti più settentrionali sono segnalate in Val Cavedine e sono correlabili con quelle di Cimone ed Aldeno. All'Eocene inferiore appartengono le ialoclastiti, per lo più rimaneggiate, di Lenzima (a Sud di Rovereto, sulla destra dell'Adige), associate a *pillow* - lave e *pillow* - breccie. L'episodio eocenico - inferiore è pure riconoscibile ad Isera, in Val di Gresta.

Ad Est del Lago di Cei (Pomarolo) è visibile una colata basaltica "biarritiziana" alla quale è seguita un'esposizione subaerea. Allo stesso ciclo eruttivo appartengono pure l'apparato di Castellano, i tufi di Marano e Sasso, le ialoclastiti di S. Ilario (sinistra Adige, vicino a Rovereto), di Isera, Ponte di Sacco, i *neck* basaltici di Lenzima e di Manzano, i diatremi di Veano e Novesino (Val di Gresta) ed ancora l'apparato eruttivo di M. Biaena, impostatosi forse su un'antica faglia (NNE - SSW) documentata dalla diversità di sedimentazione nel Terziario inferiore tra le due zone che essa probabilmente separava (CASTELLARIN e PICCOLI 1966).

Nelle vulcaniti del M. Baldo, estese soprattutto nella porzione settentrionale e centrale, sono riconoscibili le stesse fasi sopra citate. In diverse località affiorano lave scoriacee dell'Eocene medio (Tierno, Besagno, Crosano, Dossioi ecc.). In alcuni casi, ad esempio S. Valentino e Dossioi, gli spessori delle vulcaniti sono ingenti: 150 m e \approx 100 m rispettivamente.

Le manifestazioni più meridionali sul M. Baldo sono quelle di Spiazzi, dove sul Dosso della Croce affiorano *pillow* - breccie comprese tra la Scaglia rossa santonianiana ed i calcari marnosi pelagici dell'Eocene medio.

Condotti lavici, frequenti ad esempio nei pressi della Colma di Malcesine, Artillone e Cima Valdritta, testimoniano che le vulcaniti terziarie si estendevano anche in direzione Ovest. Esse sono ancora conservate a Malcesine (Val di Sogno), dove affiorano basalti compatti di colata tra Scaglia rossa santonianiana e l'Eocene inferiore ed in Val dei Lumini (SE di M. Belpo) (PICCOLI 1962).

I prodotti dell'attività vulcanica terziaria del Veneto e Trentino sono costituiti in gran parte da rocce basiche e ultrabasiche e solo limitatamente da prodotti trachitici e riolitici. Una caratteristica peculiare del vulcanismo del *Lessini Shelf* è la relativa abbondanza di termini ultrabasiche come ankartriti e nefeliniti, prevalenti nelle manifestazioni più antiche, anche se presenti in ogni ciclo di attività.

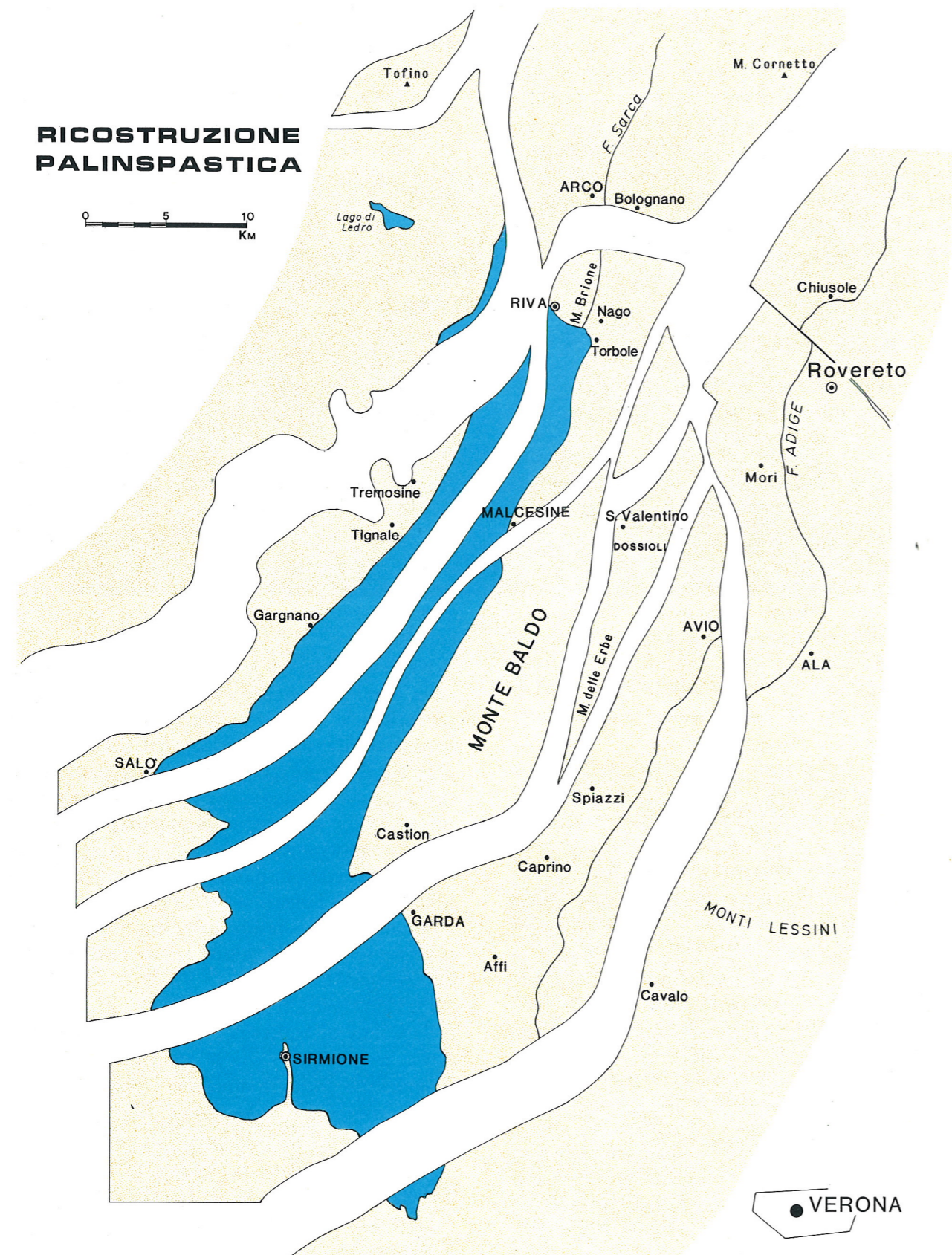


FIG. 4 - Ricostruzione palinspastica dell'area del Lago di Garda (cortesia di C. DOGLIONI).

I magmi basici e ultrabasici del Veneto e Trentino provengono da profondità di circa 60-70 km e, almeno in parte, con presenza d'acqua.

La Provincia Vulcanica Veneta, in una ricostruzione palinspastica, deve essere collocata in una zona di placca continentale prossima ad un orogeno, caratterizzata da un discreto assottigliamento crostale e da gradienti geotermici anomali. I legami con la catena Alpina sono quindi verosimilmente stretti. È noto come negli orogeni recenti i processi di subduzione siano legati ad un magmatismo del tutto particolare. Per quanto riguarda il magmatismo veneto in questione, secondo il lavoro di DE VECCHI *et al.* (1976), il più recente e completo sull'argomento, non sembra esservi alcuna relazione con le tipiche serie orogeniche. Si riscontrano piuttosto analogie con classiche province di *rift* intracontinentale; pertanto il vulcanesimo veneto non può essere interpretato come l'espressione di processi subduttivi.

I fenomeni vulcanici del Terziario veneto, quindi, si sarebbero esplicati in un regime tettonico "distensivo" in un settore crostale relativamente stabile, nonostante la vicinanza ad un orogeno. Anche secondo SIENA e COLTORTI (1989), che hanno studiato gli inclusi di composizione per lo più lherzolitica delle rocce vulcaniche dell'Eocene inferiore e medio dei Lessini, il magmatismo veneto avrebbe un tipico carattere anorogenico.

STUDI PRECEDENTI

Come già è stato accennato nell'introduzione, i terreni terziari della sponda orientale del Lago di Garda sono stati oggetto di numerosi studi di carattere stratigrafico e paleontologico sin dagli ultimi decenni del secolo scorso. I primi Autori che si sono occupati della stratigrafia terziaria dell'area sono LEPSIUS (1878), BITTNER (1879), NICOLIS (1884), GÜMBEL (1896), VACECK (1899, 1903, 1911), SCHUBERT (1900a, 1900b) che descrissero alcuni affioramenti ed il relativo contenuto paleontologico di qualche località del M. Baldo e del M. Brione.

I primi lavori più completi si devono a FABIANI (1915, 1922, 1930) che, nelle sue famose monografie sul Terziario del Veneto e del Trentino, incluse numerose sezioni del M. Baldo veronese e trentino nell'ampio quadro stratigrafico delle sue ricerche, correlando gli affioramenti ed i fossili da lui studiati con quelli dell'area veneta orientale. Successivamente PASA (1939) giunse alle conclusioni di FABIANI, secondo il quale vi sarebbe stata continuità di sedimentazione e paleontologica (nella fauna ad Echinodermi) tra il Cretaceo superiore ed il Terziario.

Nel 1934 e 1938 vennero pubblicati i fogli Peschiera e Riva, a scala 1:100.000, della Carta Geologica d'Italia.

Si deve a VENZO (1934) una monografia sul Neogene del Trentino, Veronese occidentale e Bresciano in cui vennero ripresi e modificati molti dei dati riportati dagli Autori precedenti, in particolare quelli di FABIANI, rispetto al quale l'Autore giunse a conclusioni non sempre concordanti, specie nell'attribuzione cronostatigrafica dei livelli esaminati.

Altri studi stratigrafici, relativi ad aree più limitate, si devono ad ALBERTINI (1950) che studiò la geologia della Val di Sogno (Malcesine) ed a CADROBBI (1958) che, nell'esame dei rilievi a Nord di Arco, suddivise le varie facies eoceniche.

BOSELLINI e CADROBBI (1959), trattando della geologia della parte meridionale del M. Stivo, misero in evidenza le variazioni laterali nei sedimenti dell'Eocene medio. CASTELLARIN (1962), nella descrizione di cinque successioni stratigrafiche eoceniche nei dintorni di Rovereto notò l'uniformità litologica dell'Eocene inferiore in questa zona, rappresentato dal Calcare di Chiusole.

Più recentemente, GARAVELLO e DUGONI (1983) hanno descritto sedimentologicamente e cronobiostratigraficamente la successione *shallowing-upward* di Aldeno, alla quale si farà riferimento in questo studio.

Il lavoro più recente sulla stratigrafia del M. Baldo settentrionale è di FOGELGESANG (1975) il quale, trattando pure ed in modo particolareggiato la tettonica e la geochimica del Giurassico, fornisce tuttavia un quadro non troppo dettagliato delle successioni terziarie.

Oltre a FOGELGESANG, altri Autori francesi (RAMPNOUX 1963; TARDY 1971) si sono occupati tra gli anni '60 e '70, con studi tettonici e stratigrafici, delle zone qui studiate.

All'inizio degli anni '70 il quadro litostratigrafico dell'area esaminata venne in gran parte delineato in seguito all'istituzione di numerose formazioni eoceniche ed oligoceniche (CASTELLARIN 1970; CASTELLARIN e CITA 1969a, 1970a, 1970b, 1970c): il Calcare di Chiusole, il Calcare di Nago, il Calcare del M. delle Erbe, la Formazione Acquenera, il Gruppo del M. Baldo.

Un interesse particolare è stato rivolto da parte di vari Autori al limite Cretaceo - Terziario, affiorante in numerose località, ed ai vistosi *hard-ground* spesso ad esso associati (BOLLI *et al.* 1962; FUGANTI e MOSNA 1963; PREMOLI SILVA e LUTERBACHER 1966; MASSARI e MEDIZZA 1973; ASSERETO *et al.* 1975).

Oltre ai numerosi lavori di carattere stratigrafico, ne esistono molti altri di tipo strettamente pa-

leontologico. BASSANI (1883) determinò una ricca ittiofauna ritrovata sul M. Moscal (M. Baldo meridionale). SOCIN (1939), riprendendo un lavoro di Gb. DAL PIAZ (1930), descrisse 134 specie (Molluschi, Celenterati, Anellidi, Brachiopodi, Echinodermi, Crostacei) provenienti dai tufi basaltici di Sorne (M. Baldo settentrionale). HAGN (1956) nell'ambito dei suoi studi sul M. Brione elencò una ricca fauna a microforaminiferi bentonici proveniente dalle marne poste alla base del M. Brione stesso. CITA e SCIPOLIO (1962) segnalano per la prima volta la presenza di *Chapmanina gassinensis* nell'Oligocene del M. Baldo. Di carattere ancora puramente paleontologico sono i lavori di TROTTER BARATTER (1970) e di ANTOLINI *et al.* (1980) che hanno trattato, rispettivamente, la paleoecologia degli Echinodermi oligocenici e dei Briozoi dei dintorni di Rovereto. BRUGNATTI e UNGARO (1987) hanno studiato analogie e differenze tra *Solenomeris* (Alga) e *Gypsina* (Foraminifero), istituendo per quest'ultimo genere una nuova specie.

Infine, un discorso a parte riguarda i numerosi lavori relativi alle manifestazioni vulcaniche, come noto molto diffuse nell'area in esame. Alcuni di essi sono rivolti all'analisi ed alla classificazione del tipo di prodotti effusivi emessi, in altri vengono analizzati più specificatamente i rapporti tra vulcanesimo e tettonica, altri ancora sono di carattere più strettamente petrografico (DAL PIAZ 1932; SOCIN 1939; PICCOLI 1958, 1966; CASTELLARIN 1966, 1973; CASTELLARIN e PICCOLI 1966; DE VECCHI *et al.* 1976; BARBIERI *et al.* 1981; SIENA e COLTORTI 1989; ecc.).

L'assetto stratigrafico dell'area, in seguito all'analisi del materiale già disponibile, non risultava ben delineato e completo. Questo dipende soprattutto dai differenti approcci all'analisi stratigrafica eseguiti su questi terreni dal secolo scorso sino agli ultimi 20 anni.

Per alcune delle successioni studiate (M. Moscal, M. Brione) i dati più recenti erano ancora quelli dei primi decenni del secolo; molte informazioni, comprese quelle biostratigrafiche, non sono risultate completamente utilizzabili. Esse erano per lo più basate sullo studio dei macrofossili: mancava così la possibilità di eseguire correlazioni con successioni per le quali erano stati utilizzati dati microbiostratigrafici.

Nei lavori più recenti (CASTELLARIN 1970; CASTELLARIN e CITA 1969a, 1970a, 1970b, 1970c) sono state largamente usate le unità litostratigrafiche (Formazioni, Gruppi) come mezzo di analisi dei bacini sedimentari. Questa metodologia, se utilizzata separatamente da altre, risulta essere insufficiente ed inadeguata ad uno studio completo

sull'evoluzione paleogeografica di una regione. Le unità litostratigrafiche sono infatti state gradualmente rimpiazzate o affiancate, negli ultimi venti anni, da unità geologicamente più significative, per le quali sono state enfatizzate prima di tutto le caratteristiche deposizionali (sistemi deposizionali di FISCHER e Mc GOWEN 1969) e, successivamente, il significato cronostratigrafico dei sedimenti e delle discordanze stratigrafiche che interrompono la successione sedimentaria stessa (sequenze deposizionali di VAIL *et al.* 1977).

Una moderna analisi stratigrafica non può prescindere quindi dal tentativo di utilizzare questa "nuova stratigrafia", in cui i vari corpi sedimentari appaiono collegati temporalmente in un contesto logico e dinamico al tempo stesso.

LA DISCONTINUITÀ CON IL SUBSTRATO TARDO CRETACICO-EOCENICO INFERIORE: LA SCAGLIA ROSSA E L'HARD GROUND DI TETTO

Le successioni terziarie dell'area esaminata, sono ovunque sovrapposte alla Scaglia rossa che affiora estesamente nella regione veneto-trentina corrispondente al Plateau di Trento, nonché nelle aree circostanti del Bresciano e Bellunese. Il passaggio tra questa formazione e quelle soprastanti è sempre molto netto: è infatti caratterizzato da marcati cambiamenti litologici o da vistosi *hard ground* collegati a lacune più o meno ampie.

Gli studi sulla Scaglia rossa sono numerosi, in genere di tipo biostratigrafico e legati ai già citati *hard ground* presenti a vari livelli della formazione (FUGANTI e MOSNA 1963; PREMOLI SILVA e LUTERBACHER 1966; MASSARI e MEDIZZA 1973; BOSELLINI *et al.* 1978; LEHNER *et al.* 1987; ecc.).

SPessori e principali caratteristiche litologiche

Dal punto di vista litologico l'intera formazione può essere generalmente suddivisa in una parte inferiore, costituita da micriti rosate (*mudstone* e *wackestone*) poco marnose e ben stratificate (10-30 cm), ed una parte superiore più marnosa, di colore più spiccatamente rosso, a stratificazione sottile e irregolare che ricorda la *flaser bedding*. Quando al tetto della formazione è presente un *hard ground* la parte sottostante di scaglia (per vari dm) risulta decolorata, indurita e priva di stratificazione, molto probabilmente per l'intensa bioturbazione, causa della completa rielaborazione del sedimento. Tali caratteristiche si osservano anche in corrispondenza di un secondo *hard ground*, sottostante quello sommitale, corrispondente ad uno *hiatus* temporale che interessa almeno una parte del Campaniano.

Gli spessori della Scaglia rossa variano da poche decine a più di un centinaio di metri. Essi sono notevolmente ridotti nell'area corrispondente al Plateau di Trento (il futuro *Shelf* dei Lessini) rispetto all'area del Lago di Garda occidentale (LEHNER *et al.* 1987) e alle Valli del Sarca e di Non (CASTELLARIN 1972); risultano notevolmente più elevati anche negli Euganei, nel Bassanese e Bellunese (MASSARI e MEDIZZA 1973). Generalmente gli *hard ground* sono assenti (anche se ci sono ugualmente lacune stratigrafiche) o poco sviluppati al di fuori del Plateau di Trento.

PROFONDITÀ ED INTERPRETAZIONI AMBIENTALI

L'abbondanza di plancton calcareo (Foraminiferi e nannofossili calcarei) nei vari livelli della Scaglia rossa indica inequivocabilmente la deposizione in acque marine piuttosto profonde (SEIGLIE e BAKER 1982). Sufficientemente profonde da impedire l'instaurarsi di una vita bentonica di piattaforma carbonatica e da ricevere frane sottomarine, torbiditi carbonatiche e le frange più distali dei *flysch* cretacei (CASTELLARIN 1976). *Inoceramus*, con la sua conchiglia di calcite basso-magnesiaca, presente nella parte maastrichtiana della Scaglia rossa, è anche tipico di acque profonde. Percentuali insolitamente alte di Foraminiferi bentonici possono anche essere talora presenti all'interno della Scaglia (MASSARI e MEDIZZA 1973). Siccome verso l'alto si passa nuovamente alle facies normali a Foraminiferi planctonici nettamente prevalenti, appare chiaro che l'anomalia può essere imputata, piuttosto che ad una diminuzione di profondità, ad altre cause come ad esempio all'apporto, assieme a materiale "terrigeno", di sostanze nutritive in quantità sufficiente a consentire l'attecchimento al fondo di una microfauna bentonica (DI NAPOLI ALLIATA *et al.* 1970).

BOSELLINI *et al.* (1978) analizzando le facies medio cretache del Trentino, propongono il seguente modello riguardante la batimetria delle facies suddette: la Scaglia rossa, rispetto a Scaglia variegata e *black shales*, è un sedimento fortemente ossidato e doveva essersi depositato perciò al di sopra della zona di minimo di ossigeno. Attualmente tale zona inizia in media attorno ai 700 m e si estende fino a 1000 - 1500 m, anche se nel cretaceo medio era probabilmente più estesa (fino a 2 - 3 km di profondità) (SCHLANGER e JENKINS 1976).

LA SCAGLIA ROSSA E L'INSORGERE DELLA CATENA ALPINA

È noto che, durante il Cretaceo superiore, l'evoluzione geologica delle Alpi Meridionali passò da una lunga fase distensiva, durante la quale esse

costituivano un margine continentale passivo, ad una compressiva, legata alla complessa collisione tra *Adria plate* (Promontorio Africano *auct.*) ed Europa. Lo scontro ha generato la Catena Alpina, secondo tre fasi discrete: Eoalpina (Cretaceo superiore - Paleogene p.p.), Mesoalpina (Paleogene) e Neoalpina (Neogene) (DAL PIAZ *et al.* 1972; TRÜMPY 1973, 1982; LAUBSCHER 1974; MILNES 1978; PLATT 1986).

L'area del Trentino meridionale, in cui è stato eseguito il presente studio, si trovava in una posizione di "retroguardia" rispetto al fronte orogenico principale e le fasi compressive cretache si manifestarono con l'individuazione di una serie di strutture a direzione giudicariense NNE-SSW coincidenti con le attuali anticlinali (per esempio quella del M. Bondone - M. Stivo) e separate da stretti bacini (Fig. 5). Ciò è stato dimostrato da BOSELLINI *et al.* (1978) mediante l'analisi delle facies turoniane trentine. Detti Autori precisano inoltre che questa serie di strutture non poteva essere imputata al *rifting* giurassico, poiché questa fase geodinamica si era già conclusa nel Giurassico medio, precedentemente alla deposizione dell'Ammonitico rosso.

Le strutture allungate a direzione giudicariense, quali gli *horst* ed i *graben* del Cretaceo superiore individuati nel Trentino, sono state recentemente interpretate da DOGLIONI e BOSELLINI (1987) come strutture a fiore collegate alla deformazione eoalpina che, come ricordato precedentemente, ha prodotto sovrascorrimenti essenzialmente di direzione E - W nel settore sudalpino occidentale e transpressioni sinistre di direzione NNE - SSW nella fascia delle Giudicarie (Fig. 5).

La sedimentazione emipelagica della Scaglia rossa caratterizzava quindi, durante il Cretaceo superiore, l'intera area del Plateau di Trento, dove era probabilmente controllata da tettonica transpressiva (DOGLIONI e BOSELLINI 1987). Ad occidente si depositava invece una potente pila (sino a 2000 m) di torbiditi terrigene (i *flysch* della Lombardia), probabilmente depositatasi in un bacino subsidente di *fore deep* rispetto alla terra emersa posta a Nord (DOGLIONI e BOSELLINI 1987). Nel Bresciano centrale, ad Est del Lago di Iseo, tra il Plateau di Trento ed i potenti *flysch* cretaco-superiori della Lombardia, si depositarono durante il Turoniano solo 30 m di Scaglia rossa. Anche questa successione estremamente sottile doveva essersi depositata in aree riparate dall'influsso terrigeno grossolano, probabilmente su di un blocco sollevato adiacente al Plateau di Trento ("Alto di Botticino", CASSINIS 1968). Anche AUBOUIN *et al.* (1970) suggerirono la presenza di una zona intermedia tra il Bacino Lombardo e il

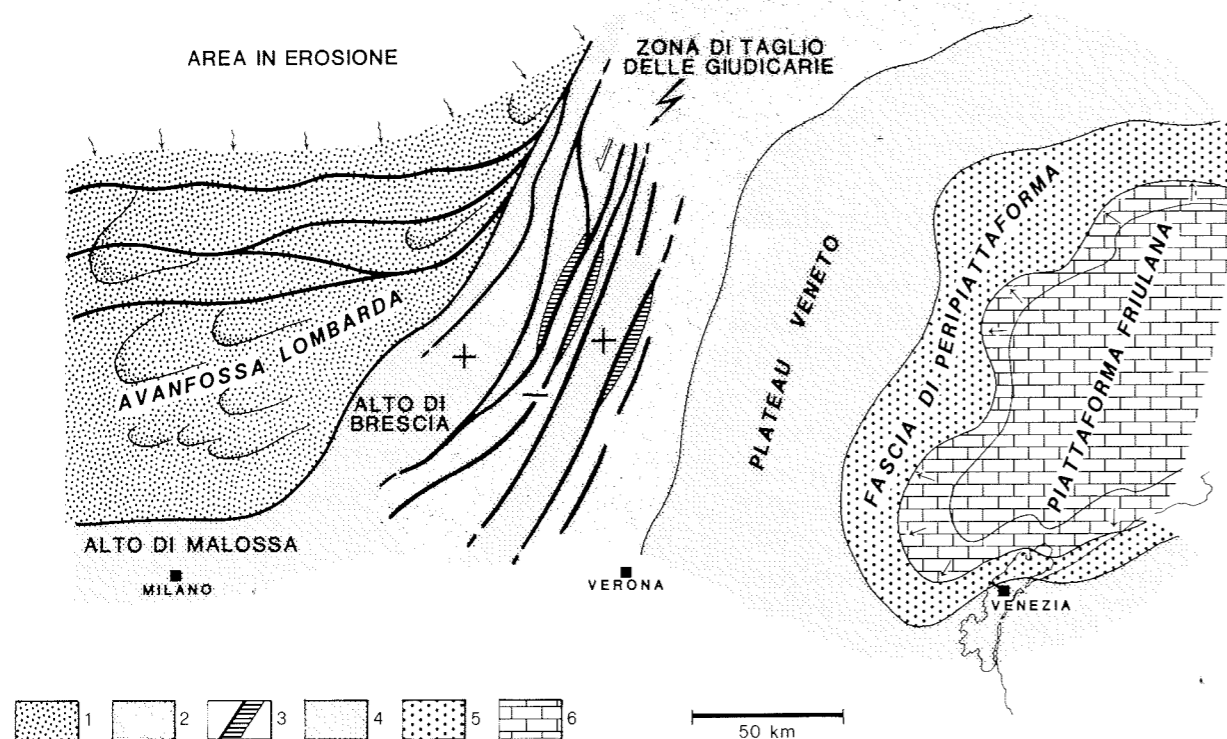


FIG. 5 - Paleogeografia delle Alpi Meridionali durante il Cretaceo superiore (tardo Turoniano). 1. Flysch; 2. Scaglia variegata; 3. Black Shale; 4. Scaglia rossa; 5. Depositi di peripiattaforma; 6. Calcari di Piattaforma; (da DOGLIONI e BOSELLINI 1987, modificato).

Plateau di Trento, caratterizzata da sedimentazione pelagica per tutto il Cretaceo.

Il Plateau di Trento passava transizionalmente verso Est, tramite un ampio *slope* deposizionale su cui si accumulavano abbondanti depositi gravitativi, alla Piattaforma carbonatica Friulana, con le sue ben note facies a "Rudiste" (Fig. 5). Tale piattaforma è l'elemento paleogeografico e paleo-strutturale più orientale delle Alpi Meridionali, i cui tempi di annegamento sono molto più recenti rispetto alla Piattaforma di Trento. Essa infatti verrà coperta dal *flysch* solo in seguito, alla fine del Cretaceo.

ETÀ E CRITERI BIOSTRATIGRAFICI

Come è stato detto precedentemente, le considerazioni biostratigrafiche riguardanti la Scaglia rossa sono state rivolte esclusivamente alla sua parte sommitale, che costituisce la base su cui poggiano tutte le successioni terziarie esaminate. Nelle località studiate, l'età al tetto della formazione è estremamente variabile: dal Cretaceo superiore al Paleocene superiore.

La suddivisione zonale usata per il Cretaceo superiore è quella di ROBASYNSKY *et al.* (1984); lo

studio è stato eseguito esclusivamente in sezione sottile, dato che la Scaglia rossa cretacea non è sufficientemente marnosa per essere disgregata. Per quanto riguarda la parte terziaria è stato invece a volte possibile osservare forme isolate. Per il Paleocene è stata seguita la suddivisione zonale, istituita da BOLLI a Trinidad nel 1957, che lo stesso Autore ha revisionato nel 1966 aggiungendo, nella parte iniziale, due zone (Zona a *Globigerina eugubina* ed a *Globorotalia pseudobulloides*) create rispettivamente da LUTERBACHER e PREMOLI SILVA (1964) e da LEONOV e ALIMARINA (1961).

Nell'area esaminata la Scaglia rossa, di età prevalentemente cretacea superiore, non risulta coeva né alla base né al tetto. Infatti, secondo i dati di BOSELLINI *et al.* (1978) riferiti al Trentino centro-occidentale, la sedimentazione della Scaglia rossa è iniziata nel Turoniano nella maggioranza dei casi, ma anche nell'Aptiano (Ponte Alto), nel Vraconiano (Cornetto) o addirittura alla fine del Santoniano (Covelo). Risulta quindi che, per lo meno nell'area studiata dagli Autori, la Scaglia rossa può essere coeva del Biancone, della Scaglia variegata e degli Scisti neri.

In base ai dati noti in letteratura ed ai risultati qui ottenuti risulta che l'età del tetto della forma-

zione è altrettanto variabile. Si passa infatti, anche su brevi distanze, dal Turoniano superiore (Zona a *Marginotruncana schneegansi*, Nago) al Paleocene superiore (Zona a *Morozovella velascoensis*, Nago). In alcune località la sedimentazione dalla Scaglia rossa prosegue fino all'Eocene inferiore (Zona a *Morozovella aragonensis*) come si verifica ad Aldeno (GARAVELLO e DUGONI 1983) e a Monte S. Bartolomeo (Zona ad *Acarinina pentacamerata*; LEHNER *et al.* 1987) e risulta così contemporanea a quella della Scaglia cinerea che si depositava a Sud (Castione) e a NW (Varignano, Val di Non, Ponte Oliveti, Ponte Arche) e al Calcare di Chiusole (M. Baldo centro settentrionale, Val d'Adige). È evidente quindi che il limite Cretaceo - Terziario spesso non corrisponde al limite tra la Scaglia rossa e le formazioni soprastanti. Tale limite è comunque sempre caratterizzato, nell'area studiata, da un *hiatus* temporale più o meno ampio, comprendente quasi l'intero Paleocene di cui è rappresentata generalmente solo la biozona più recente (Zona a *Morozovella velascoensis*; Varignano, Ponte Oliveti, Arco, Nago, ecc.). *Hiatus* generalmente molto ampi sono anche segnalati (PREMOLI SILVA e LUTERBACHER 1966; DAL PRÀ e MEDIZZA 1967) in tutta l'area del Plateau di Trento. La lacuna tra Cretaceo e Terziario è generalmente più ridotta nelle aree bacinali. Infatti nel lato occidentale del Lago di Garda in corrispondenza del limite (che si ha all'interno della Scaglia rossa) manca solo la Zona a *Globigerina eugubina*, la più antica del Paleocene (LEHNER *et al.* 1987). *Hiatus* minori si hanno anche nel bacino bellunese (Pradipaldo, Carcoselle; PREMOLI SILVA e LUTERBACHER 1966) dove è probabilmente presente anche una successione "continua" al limite Cretaceo - Terziario (Valle del Vaiont; LUCIANI 1988a).

Anche la distribuzione degli *hard ground* al tetto della Scaglia rossa è legata prevalentemente all'area del plateau. Essi sono infatti assenti nelle aree bacinali occidentali (Valle del Sarca e Garda occidentale), mentre sulla dorsale M. Baldo - M. Bondone risultano invece generalmente molto sviluppati. Particolarmente spettacolare è l'*hard ground* di Nago, affiorante nella località omonima e nel M. Baldo settentrionale, molto noto nella letteratura geologica delle Alpi Meridionali. Esso è stato campionato e studiato da numerosi Autori nelle immediate vicinanze del paese omonimo dove mette a contatto il tetto della Scaglia rossa con le soprastanti calcarenite eoceniche di piattaforma (Calcare di Torbole). Da un recente studio (BOSELLINI e LUCIANI 1985) è risultato che l'*hard ground* di Nago corrisponde ad una pronunciata disconformità, con canalizzazioni della sot-

tostante Scaglia rossa che raggiungono i 50 m di profondità (Fig. 6) nei pressi di Torbole. Non considerando i pochi centimetri di sedimento, corrispondente al livello condensato dell'*hard ground* stesso, l'ampiezza dello *hiatus* cronostratigrafico esistente tra il tetto della Scaglia rossa e la base del calcare eocenico soprastante (Calcare di Torbole) è di conseguenza assai variabile (Fig. 7): in poche centinaia di metri si passa da un *hiatus* di 40 Ma ad uno inferiore a 5 Ma. Lacune altrettanto pronunciate e variabili sono state riscontrate in corrispondenza dell'*hard ground* di Nago nei suoi affioramenti del M. Baldo settentrionale (dintorni del M. Altissimo di Nago) dove sono state effettuate varie sezioni stratigrafiche ravvicinate.

Fatta eccezione per la lacuna trovata a Torbole, che corrisponde alla pronunciata disconformità cui si è accennato precedentemente, le altre ampie lacune che, in termini di serie asportata, corrispondono a varie decine di metri, non sono evidenziate da alcun fenomeno di canalizzazione dato che i sedimenti terziari poggiano in modo geometricamente concordante sulla Scaglia rossa. Ciò pone qualche problema di interpretazione e porta a supporre la presenza di faglie di età eocenica inferiore che avrebbero provocato il sollevamento a blocchi della Scaglia rossa, favorendone la sua parziale denudazione.

CONSIDERAZIONI STRATIGRAFICHE CONCLUSIVE

Appare chiaro, da quanto detto nelle pagine precedenti, che la Scaglia rossa è una facies bacinale emipelagica, distale rispetto ai *flysch* cretacei lombardi e insubrici, che si è protratta in alcune zone sino al Paleocene ed all'Eocene inferiore (Aldeno - M. Cornetto, sponda occidentale del Lago di Garda, Valle del Sarca, Val di Non). Nel resto dell'area studiata, e più precisamente sulla dorsale M. Baldo - M. Bondone, il tetto della Scaglia rossa è cretaceo, spesso del Maastrichtiano superiore, ma anche di piani più antichi quali il Campaniano (M. Altissimo, Malga Campo), il Santoniano (Nago, Brentonico, Malga Campo) e perfino Turoniano (Nago - Torbole).

Le zone dove la Scaglia rossa appare "denudata" ai livelli stratigrafici più profondi sono le aree di Nago - Torbole e di M. Altissimo - Brentonico. E queste sono anche le aree dove si instaureranno le prime facies carbonatiche di acqua bassa (Calcare di Torbole) e dove verranno eruttati i più ingenti accumuli di vulcaniti. Non pare del tutto fuori luogo correlare i fatti ora descritti, ipotizzando che, durante il Paleocene, la dorsale M. Baldo - M. Bondone abbia subito un parziale sollevamento lungo faglie longitudinali e che in al-



Fig. 6 A

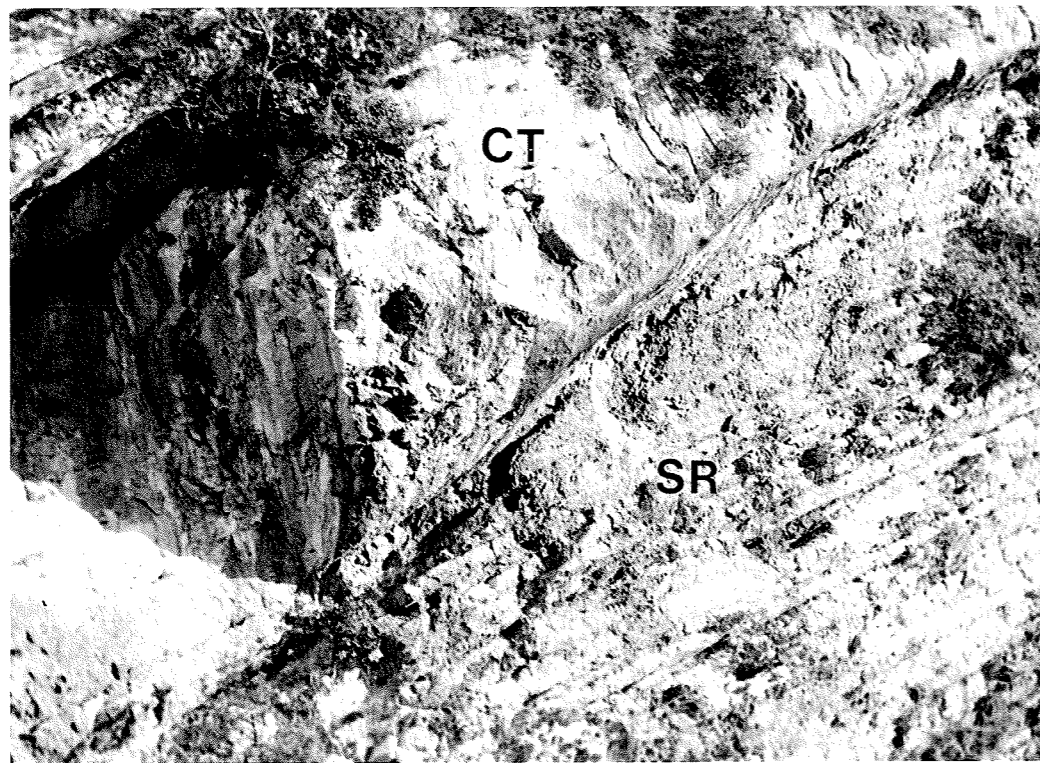


Fig. 6 B

FIG. 6 - A: La pronunciata disconformità tra Scaglia rossa (SR) e Calcere di Torbole (CT) esistente nei pressi di Torbole. In questa località il rilievo della superficie di disconformità raggiunge i 50m. B: Visione ravvicinata del medesimo contatto.

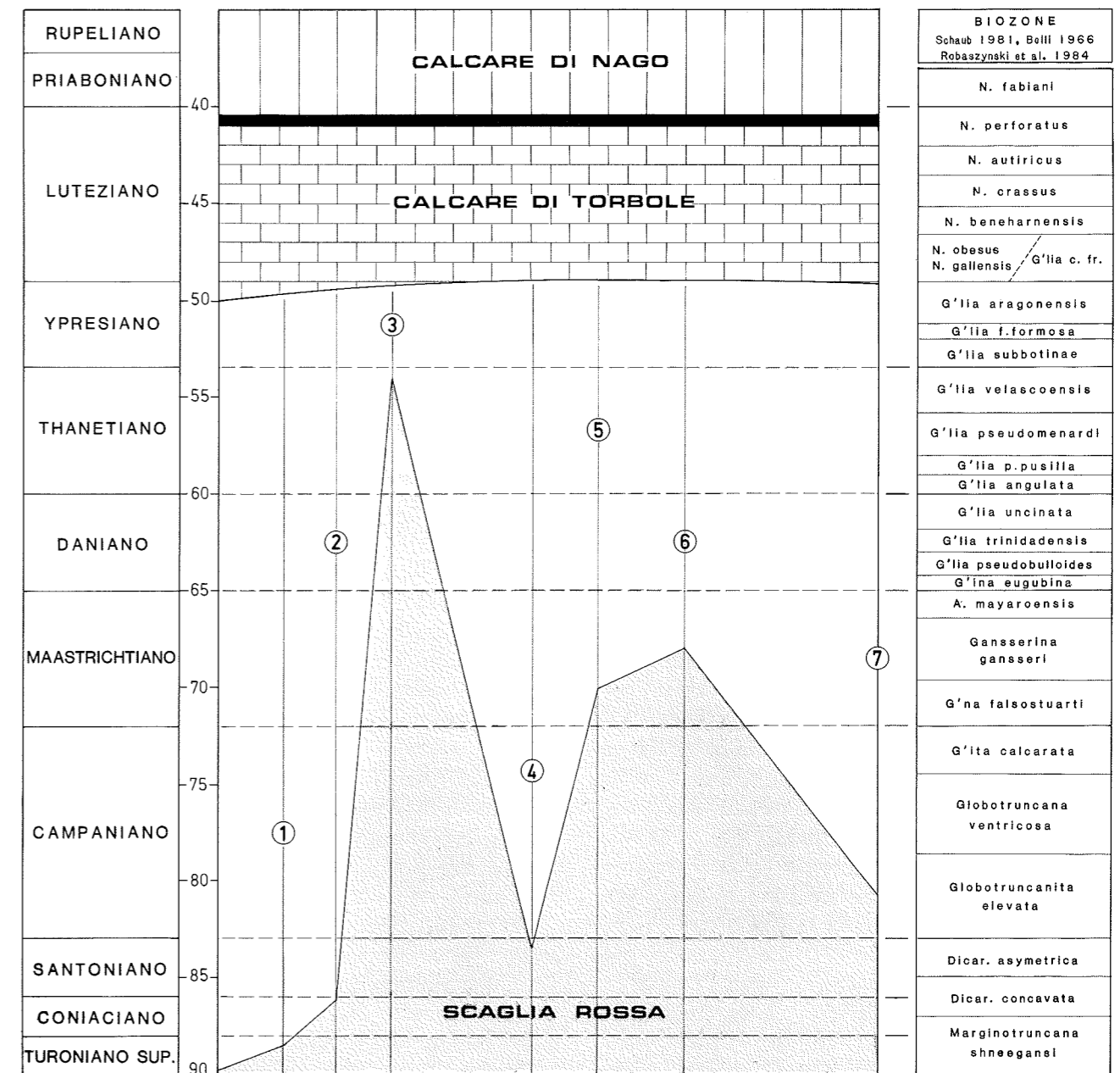


FIG. 7 - Relazioni cronostratigrafiche tra il tetto della Scaglia rossa ed il Calcere di Torbole, riferite a 7 sezioni campionate tra le località di Torbole e Nago. Si noti l'estrema variabilità dello *hiatus* temporale (da BOSELLINI e LUCIANI 1985).

cuni punti, con parametri ecologici particolarmente favorevoli (batimetria, temperatura, presenza di nutrienti, chiarezza delle acque, correnti, ecc.), abbiano potuto attecchire e proliferare comunità bentoniche ad Alghe, Coralli, Molluschi e Foraminiferi.

LA SEQUENZA DEPOSIZIONALE DI TORBOLE (E1)

La sequenza E1 ha età compresa tra l'Eocene inferiore e la parte alta dell'Eocene medio. La superficie di discontinuità stratigrafica che la deli-

mita alla base è rappresentata dagli *hard ground* che separano la Scaglia rossa dalle sovrastanti formazioni terziarie. Come precedentemente detto, questi *hard ground* sono molto più vistosi e sviluppati sulla dorsale M. Baldo - M. Bondone (in particolare nelle aree dove si instaurerà inizialmente la sedimentazione neritica), mentre risultano meno pronunciati o completamente assenti nei bacini occidentali e meridionali (Valle del Sarca, sponda occidentale del Lago di Garda, M. Baldo meridionale).

Il limite superiore della sequenza E1, riconoscibile a scala regionale, si trova a tetto di un orizzonte di vulcaniti basaltiche che mostrano chiari

segni di esposizione subaerea della loro parte alta (CASTELLARIN e PICCOLI 1966). Questa esposizione è evidente in numerose località ed è documentata dalla presenza di lave ossidate, bollose e scoriacee.

La sequenza E1 comprende un sistema deposizionale piattaforma carbonatica - bacino, nel quale sono distinguibili le seguenti formazioni che verranno di seguito descritte e caratterizzate cronobiostratigraficamente:

- il Calcarea di Chiusole;
- la Scaglia cinerea p.p.;
- il Calcarea di Torbole;
- il Calcarea di Malcesine p.p.

La suddivisione zonale adottata per le successioni bacinali dell'Eocene inferiore è quella di PREMOLI SILVA e BOLLI (1973), considerando però la Zona a *Morozovella f. formosa* come zona a distribuzione totale (come in BLOW 1979); per l'Eocene medio la zonazione adottata è quella di BLOW (1979).

IL CALCAREA DI CHIUSOLE

Questa formazione, costituita prevalentemente da micriti ben stratificate ricche di Foraminiferi planctonici, fu istituita formalmente da CASTELLARIN (1970) con località tipo a NW di Rovereto, in provincia di Trento. Tale formazione non risulta però del tutto omogenea, essendo la sua parte medio - superiore più grossolana e con contenuto paleontologico diverso (notevole calo del plancton e progressivo aumento dei microforaminiferi bentonici). La variazione di questi caratteri riflette variazioni nell'ambiente di sedimentazione, che registra un graduale "shallowing" verso l'alto.

Dagli studi stratigrafici qui eseguiti, unitamente all'analisi dei dati preesistenti, risulta che la parte superiore del Calcarea di Chiusole, che in qualche caso affiora direttamente al di sopra della Scaglia rossa, presenta un caratteristico aspetto nodulare, e può essere considerata un'unità distinta, qui indicata con il termine di Calcarea di Malcesine. Come verrà precisato in seguito, il Calcarea di Chiusole ed il Calcarea di Malcesine testimoniano processi ed ambienti deposizionali assai differenti.

In questo contesto quindi il termine di Calcarea di Chiusole è limitato ai sedimenti micritici a stratificazione piano - parallela con selce scura in noduli e strati, e livelli marnosi nella parte inferiore.

Nell'area investigata lo spessore massimo è riscontrabile presso Mori (destra Adige) ed è di circa 70 - 80 m; la formazione affiora, oltre che nella Valle dell'Adige, pure nell'area nordorientale del M. Baldo (Brentonico, Crosano, S. Giacomo).

Calcari fini sottilmente stratificati con intervalli marnosi e noduli di selce, ascrivibili alla formazione in questione, affiorano anche verso Nord,

sino a Trento, tra l'Adige ed il Sarca, ed ancora in altre aree del Veronese e Vicentino (Breonio, Val d'Avesa, Val di Chiampo, ecc.). Per queste ultime località gli affioramenti sono a volte indicati in letteratura con un altro nome formazionale (ad es. Pietra Gallina), oppure non sono stati formalizzati (BALBONI 1979, SARTI 1980).

Nelle Note Illustrative del Foglio Schio della Carta Geologica d'Italia (1968) viene segnalato nel Roveretano il passaggio verso Sud del Calcarea di Chiusole alla Formazione di Besagno. Quest'ultima è costituita da "calcareniti organogene" affioranti per circa 30 m nei dintorni della località omonima, sul M. Baldo settentrionale. Contiene Nummuliti ed Assiline di età eocenica inferiore (*N. purchisoni*, *N. partschi*, *N. pratti*, *N. globulus*, *N. gallensis*, *A. laxispira*, *A. placentula*).

L'analisi sedimentologica degli affioramenti attribuiti alla Formazione di Besagno mostra come le calcareniti costituenti tale formazione siano in realtà risedimentate, dato che si riconoscono in esse le tipiche strutture torbiditiche (gradazione, laminazioni, ecc.). Tali torbiditi carbonatiche sono amalgamate, cioè sovrapposte le une alle altre quasi senza soluzione di continuità: solo in alcuni casi si osservano sottili livelli micritici contenenti Foraminiferi planctonici che confermano un ambiente di deposizione piuttosto profondo; si ritiene quindi che la Formazione di Besagno non sia altro che una facies prossimale del Calcarea di Chiusole.

Torbiditi carbonatiche di provenienza neritica sono spesso intercalate nei calcari fini di Chiusole; oltre ai dintorni di Besagno (Tierno), ciò è osservabile in molte altre località: presso Mori e nel M. Baldo settentrionale (Brentonico, S. Giacomo, Crosano, Prada, dintorni del M. Altissimo di Nago).

Il contenuto organogeno delle torbiditi, tipico di ambiente neritico, è dato per lo più da frammenti algali (Alghe Corallinacee) e macroforaminiferi (Nummuliti, Discocyclina, Assiline e rare Alveoline) di età eocenica inferiore, contemporanea ai livelli nei quali queste forme sono risedimentate. Solo a Tierno si osserva nelle torbiditi una certa percentuale di frammenti di Coralli.

Generalmente il Calcarea di Chiusole presenta alla base *hard ground* ben sviluppati (Mori, Brentonico, S. Giacomo, M. Altissimo, M. Campo) che lo separano dalla Scaglia rossa sottostante, il cui tetto ha età variabile, anche se generalmente è maastrichtiano.

L'età della base della formazione è riferibile alla parte bassa dell'Eocene inferiore (Zona a *Morozovella subbotinae* a Prada, S. Giacomo, Mori; Zona a *Morozovella f. formosa*, Brentonico). Il

tetto della formazione raggiunge la parte inferiore dell'Eocene medio (Zona P10) a Mori.

La sedimentazione del Calcarea di Chiusole risulta in parte contemporanea a quella della Scaglia rossa che si depositava nella sponda occidentale del Lago di Garda (LEHNER *et al.* 1987) e ad Aldeno (GARAVELLO e DUGONI 1983), ed alla Scaglia cinerea del M. Baldo meridionale (Castione) e della Valle del Sarca (Varignano e Ponte Pià). In queste ultime località le successioni mostrano caratteristiche intermedie tra il Calcarea di Chiusole e la Scaglia cinerea, come verrà precisato in seguito.

Contenuto paleontologico e paleoprofondità

Dal punto di vista paleontologico la formazione del Calcarea di Chiusole è caratterizzata, specialmente alla base, da una netta prevalenza di Foraminiferi planctonici (con rapporti plancton/benthos anche superiori a 10) indicante un ambiente di sedimentazione piuttosto profondo.

Il passaggio all'unità sovrastante (Calcarea di Malcesine) è sempre graduale: avviene attraverso un aumento progressivo della granulometria ed un calo del rapporto plancton/benthos. Questa transizione caratterizza tutte le successioni della Val d'Adige sino a Trento ed anche alcune del M. Baldo settentrionale. In quest'ultima area si riscontrano, rispetto agli affioramenti della Val d'Adige, alcune variazioni nel contenuto paleontologico che suggeriscono una minore profondità nell'ambiente di deposizione. È in media inferiore la percentuale di Foraminiferi planctonici fin dalla base delle successioni, con valori del rapporto plancton/benthos poco superiori all'unità (≈ 2). Sono anche generalmente molto più frequenti le torbiditi carbonatiche. È evidente quindi che questi affioramenti rappresentano facies prossimali.

LA SCAGLIA CINEREA

Le considerazioni sulle caratteristiche della Scaglia cinerea brevemente riportate in questo paragrafo sono riferite alla parte basale ed intermedia della formazione, sino all'Eocene medio sommitale. Questo intervallo infatti è quello compreso nella sequenza E1.

Con il termine di Scaglia cinerea vengono qui intese le successioni prevalentemente marnose affioranti nella Valle del Sarca, lungo la sponda occidentale del Lago di Garda (CITA 1950; LEHNER *et al.* 1987) e sul M. Baldo meridionale.

La Scaglia cinerea affiora anche in Val di Non, dove è sovrapposta alla Scaglia variegata (PREMOLI SILVA e PALMIERI 1962) e nella parte più occi-

dentale della Valle del Sarca (dintorni di Ponte Pià), dove viene in parte indicata con il nome formazionale di Argille marnose di Ponte Arche (CASTELLARIN 1972, 1980). Lo spessore in quest'ultima località risulta molto elevato (≈ 500 m), mentre a Varignano, a NW di Riva del Garda, lo spessore è attorno ai 150 m.

L'aspetto tipico, esclusivamente marnoso - argilloso, si ha, nelle successioni affioranti nella Valle del Sarca (Varignano, Ponte Pià), solo a partire dall'Eocene medio. La parte sottostante è in genere a composizione più calcarea. In particolare a Varignano (LUCIANI e LUCCHI GARAVELLO 1986) i 40 m basali sono dati da calcareniti molto fini con una leggera frazione terrigena e sottilmente stratificate (10 cm), alternate in modo regolare a marne di colore grigio scuro. La successione francamente marnosa, nella quale sono intercalate numerose torbiditi carbonatiche, si ha a partire dalla Zona P13 dell'Eocene medio.

Sul M. Baldo meridionale (Spiazzi) affiorano successioni calcarea - marnose con caratteri di transizione tra la Scaglia cinerea ed il Calcarea di Chiusole. In questa località, tra la Scaglia rossa santoniana (Zona a *Dicarinella concavata*) e la successione soprastante (Eocene medio, Zona P11), affiorano solo 30 m circa di vulcaniti basaltiche compatte. La successione eocenica è prevalentemente marnosa alla base, con alternanze di marne e calcareniti fini sottilmente stratificate (pochi centimetri); al di sopra si osservano cicli di 30-50 cm di spessore, costituiti da una parte basale compatta più calcarea e leggermente più grossolana, una parte intermedia calcarea-marnosa a stratificazione sottile ed una parte sommitale a marne (10 cm). La successione dell'Eocene medio continua poi nuovamente con alternanze di calcari e marne. Nella Valle del Sarca, a Varignano e Ponte Pià, la successione marnoso-argillosa continua fino all'Oligocene inferiore (Zona P18) ed è interrotta da apporti torbiditici per lo più di tipo carbonatico.

Anche su tutta la dorsale del M. Baldo ed in Val di Cei affiora una successione marnosa dell'Oligocene inferiore. Qui però essa giace in modo brusco e diretto su carbonati di acqua bassa (Calcarea di Nago) e riveste un preciso significato nel *transgressive system tract* della sequenza O1. Quindi, anche se nelle aree bacinali la parte oligocenica della Scaglia cinerea è in continuità stratigrafica su quella eocenica, per chiarire meglio il palinsesto stratigrafico, si è ritenuto opportuno distinguerla con il nome formazionale di Marne di Bolognana, nome tra l'altro già introdotto da GÜMBEL alla fine del secolo scorso (GÜMBEL 1896, LUCIANI 1988b).

Il limite superiore della Scaglia cinerea è comunque piuttosto ben identificabile anche nelle successioni pelagiche del bacino del Sarca, dato che al tetto dell'Eocene si osservano frequenti livelli, anche molto grossolani, di brecce e torbiditi carbonatiche.

Torbiditi carbonatiche sono presenti anche nei livelli dell'Eocene medio, a partire dalla Zona P13; esse sono piuttosto ravvicinate (meno di 2 m l'una dall'altra) ed hanno uno spessore che varia tra 15 e 50 cm. In questi livelli risedimentati sono contenuti prevalentemente Nummuliti (*N. beaumonti*, *N. chavannesii*, *N. incrassatus*, *N. millecaput*, *N. striatus*) di età contemporanea alla Scaglia in cui sono contenuti. Oltre ai Nummuliti sono pure presenti frammenti di Alghe rosse, di Lamellibranchi, Briozoi, articoli di Crinoidi e frammenti di Echinidi, Rodoliti e microforaminiferi bentonici.

Si hanno torbiditi carbonatiche anche nella successione della Scaglia cinerea di Ponte Pià (CASTELLARIN 1980), mentre nella bassa Valle del Sarca (Ponte Oliveti, LUCIANI e LUCCHI GARAVELLO 1986) sono presenti solo rare torbiditi terrigene ricche in quarzo e muscovite di qualche decimetro di spessore (Zone P11 e P12). Sempre a Ponte Oliveti sono piuttosto frequenti, a partire dall'Eocene inferiore (Zona a *Morozovella f. formosa*) resti carboniosi di origine vegetale (frustoli, foglie) che a volte formano veri e propri livelli continui scuri di pochi centimetri di spessore.

Nella Scaglia cinerea della sponda occidentale del Lago di Garda si hanno rare torbiditi terrigene nei livelli corrispondenti alle Zone P11 e P12. In quest'area, nella Valle di Costa, sono inoltre presenti ceneri vulcaniche intercalate nella Scaglia cinerea dell'Eocene medio (Zona P12) (LEHNER *et al.* 1987).

Paleoprofondità

Nella Scaglia cinerea si ha sempre una netta prevalenza di Foraminiferi planctonici. Infatti il rapporto plancton/benthos risulta essere sempre nettamente superiore all'unità, e, per la parte eocenica inferiore e media, mostra valori compresi tra 9, alla base, e 4.

Queste caratteristiche, unitamente alle frequenze e varietà dei Foraminiferi bentonici presenti, indicano la deposizione in un ambiente piuttosto profondo, non superiore comunque ai 1000 m.

Nelle associazioni della Scaglia cinerea dell'Eocene inferiore, che denotano caratteristiche di maggior profondità, predominano forme microbentoniche arenacee profonde con grandi e grossi

gusci. Sono pure frequenti generi che attualmente vivono anche ad elevate profondità come *Bulimina* (*B. serratospina*, *B. truncana*, *B. subtruncana*, *B. midwajensis*), *Uvigerina* (*U. spinicostata*, *U. eoacena*, *U. chirana*) e *Pullenia*. Nell'intervallo dell'Eocene medio sono pure numerosi i generi tipici di rampa come *Lenticulina*, *Marginulina*, *Nodosaria*, *Gyroidina*, con *Heterolepa* e *Cibicides* di grandi dimensioni ed ornamentati. Le associazioni con queste caratteristiche possono essere ritenute indicative di ambiente batiale superiore.

Cronobiostratigrafia

Il passaggio tra la Scaglia rossa sottostante e la Scaglia cinerea avviene nell'Eocene inferiore e più precisamente in corrispondenza della Zona a *Morozovella edgari* a Castione Veronese, della Zona a *Morozovella f. formosa* a Varignano (LUCIANI e LUCCHI GARAVELLO 1986), della Zona a *Morozovella aragonensis* a Tignale ed infine della Zona a *Acarinina pentacamerata* a Valle di Costa e Monte S. Bartolomeo (LEHNER *et al.* 1987).

Tale passaggio si verifica, nelle località citate, in modo generalmente netto ed evidenziato da un brusco cambiamento di colore, da rosso scuro a grigio, ma senza interposizione di *hard ground*.

Mentre a Castione Veronese (M. Baldo meridionale) e nella sponda occidentale del Lago di Garda non ci sono *hiatus* temporali tra la sedimentazione della Scaglia rossa e quella della Scaglia cinerea, nella Valle del Sarca (Varignano e Ponte Oliveti) a tale passaggio corrisponde una lacuna comprendente la parte basale dell'Eocene: il tetto della Scaglia rossa è infatti riferibile alla Zona a *Morozovella velascoensis* (Paleocene superiore), mentre alla base della Scaglia cinerea è stata riconosciuta la Zona a *Morozovella f. formosa*. Risultano pertanto assenti la Zona a *Morozovella edgari* e la Zona a *Morozovella subbotinae*. A Varignano e Ponte Oliveti manca pure la Zona a *Turborotalia c. frontosa* dell'Eocene medio basale (LUCIANI e LUCCHI GARAVELLO 1986).

IL CALCARE DI TORBOLE

La formazione affiora nell'area di Torbole - Nago, in Val di Gresta, sul M. Biaena e sul M. Baldo settentrionale (S. Valentino, Dossioli). In queste località essa è stratigraficamente compresa tra la Scaglia rossa, il cui tetto ha età variabile da punto a punto ed un livello di vulcaniti basaltiche, in gran parte sottoposte ad esposizione subaerea durante il tardo Eocene medio, che costituiscono

un importante evento regionale (CASTELLARIN e PICCOLI 1966).

Lo spessore della formazione è generalmente limitato ed è compreso tra i 15 m circa a Nago ed i 65 m nella Val di Gresta.

Il Calcare di Torbole è in genere costituito da bancate massicce o malstratificate di calcareniti (*packstone* e *grainstone*) con un elevato contenuto di fossili neritici (prevalentemente macroforaminiferi ed Alghe Corallinacee) evidente in affioramento soprattutto nell'area di Torbole - Nago.

A Torbole, in particolare, la parte bassa della formazione è data da un corpo a geometria lenti-forme allungato in direzione NS che si assottiglia sino a scomparire verso Est, con spessore massimo di 23 m. Esso è costituito da calcareniti gradate che suturano la preesistente paleomorfologia impostata sulla sottostante Scaglia rossa, interessata da fenomeni di erosione sottomarina (Fig. 6).

È evidente che queste calcareniti costituiscono un corpo di sabbie carbonatiche risedimentate secondo meccanismi di tipo gravitativo, provenienti da una vicina piattaforma neritica.

A Dossioli, sul M. Baldo, possono essere riferite al Calcare di Torbole delle calcareniti grossolane, ricche in grandi Nummuliti, frammenti di Alghe Corallinacee, Ostree, Coralli, Echinidi, nelle quali si riconosce a volte un'organizzazione di tipo *fining-upward*, con ciottoli anche grossolani (5-6 cm) di vulcaniti, più frequenti alla base. Queste calcareniti, di spessore massimo di 5-6 m, sono discontinue lateralmente e presentano geometrie lentiformi; esse sono intercalate nelle tufiti che, in questa località, sono direttamente sovrapposte alla Scaglia rossa e costituiscono molto probabilmente dei riempimenti di canali.

Nel settore nordorientale (Val di Gresta, M. Biaena) il Calcare di Torbole è meno ricco in macroforaminiferi e passa, a circa metà della successione, a calcareniti (*grainstone*) sempre più ricche in Miliolidi (soprattutto *Quinqueloculina* e *Triloculina*) con Gypsine, Rotalie, Asterigerine, e rare Alveoline. Come è noto, tali associazioni microfaunistiche attualmente caratterizzano ambienti carbonatici di acque molto basse e talvolta indicano condizioni ipersaline (GREINER 1969). In questi ambienti, limitati per lo più alla fascia intertropicale, le associazioni dominate dai Miliolidi abitano la zona litorale o dell'immediato sublitorale (MURRAY 1973).

I *grainstone* a Miliolidi sono presenti anche a Torbole, nella parte alta della successione, dove sono alternati a bancate a macroforaminiferi, prima di divenire predominanti. L'aspetto della formazione in questa porzione della successione è

caratterizzato da una stratificazione indistinta o irregolare, talora ondulata, senza strutture sedimentarie.

A S. Valentino il Calcare di Torbole ha un aspetto caratteristico: è costituito da una calcarenite piuttosto grossolana (*packstone* e *grainstone*) encrinetica organizzata in straterelli sottili ed ondulati che, nell'insieme, formano potenti bancate. Non si osservano strutture sedimentarie. Anche in questa località il contenuto fossilifero è dato dalla predominanza di macroforaminiferi (specialmente Discocyclinidi). A circa metà della successione si hanno livelli formati prevalentemente da Gypsine (*G. moussaviani* e *G. multiformis*), che costituiscono più del 25% dell'associazione, unitamente a rari microbentonici (per lo più Rotalie) ed Alghe Corallinacee.

Il Calcare di Torbole è quindi costituito, in alcune delle località sopracitate, da due parti: una inferiore con materiali risedimentati molto prossimali, provenienti da una vicina piattaforma, ed una superiore costituita dai sedimenti stessi di piattaforma che si sovrappongono ai primi con contatto netto.

L'età della formazione risulta compresa tra la parte inferiore dell'Eocene medio o Eocene inferiore sommitale (*N. aff. laevigatus*, *N. ex. obesus-gallensis*) e la parte alta dell'Eocene medio (*N. millecaput*, *N. perforatus*, *N. variolarius*, *N. striatus*, *N. discorbinus*, *N. beaumonti*). L'età della base della formazione è ricavabile pure dai rari Foraminiferi planctonici presenti alla base della formazione, a Torbole ed in Val di Gresta, indicativi della parte alta dell'Eocene inferiore o della base dell'Eocene medio (*Turborotalia c. frontosa*, *Acarinina topilensis*, *A. spinuloinflata*, *Globigerinatheka* sp.).

IL CALCARE DI MALCESINE

Nell'area esaminata la formazione affiora in modo tipico nelle vicinanze del paese omonimo, lungo la strada statale della Gardesana orientale, e più a Nord nei pressi delle località di S. Martino e Massone, tra la Valle del Sarca ed il M. Stivo. Il Calcare di Malcesine è sovrapposto alla Scaglia rossa, dalla quale è separato, a Malcesine (Val di Sogno), da circa 100 m di vulcaniti basaltiche, ed a S. Martino e Massone da un *hard ground* ferro - manganesifero. In queste ultime due località non sono visibili i rapporti con la formazione sovrastante, mentre a Malcesine si hanno, al di sopra del Calcare di Malcesine, pochi metri di calcareniti grossolane ricche di rodoliti e macroforaminiferi.

Sul fianco occidentale della Valle dell'Adige (Mori, Chiusole, Aldeno, M. Cornetto) ed in alcune località del M. Baldo (Cambrigar, Crosano) il Calcere di Malcesine è interposto tra il Calcere di Chiusole ed i carbonati di piattaforma del Calcere di Nago; il passaggio con entrambe le formazioni risulta sempre graduale. A Mori ed in Val di Cei, al tetto del Calcere di Malcesine è presente la colata basaltica ad estensione regionale di cui si è già parlato in precedenza.

Il Calcere di Malcesine è costituito da calcareniti grigio - nocciola scuro (*wackestone* e *packstone*) a granulometria variabile, generalmente piuttosto fine (valore medio attorno a 100 µm), vagamente budinati o a grossi gnocchi amigdaloidi inglobati in una matrice a composizione calcareo marnosa (dal 60 al 70% in CaCO₃). L'aspetto è nodulare, molto caratteristico (Fig. 8). È sempre presente glauconite, anche se in quantità ridotta (1-2%).

Il Calcere di Malcesine è anche caratterizzato



FIG. 8 - Il caratteristico aspetto nodulare del Calcere di Malcesine, una facies tipica delle rampe e dei pendii deposizionali bordanti le piattaforme carbonatiche terziarie del *Lessini Shelf*.

dalla presenza di grossi Echinidi interi sotto forma di pseudogusci o di modelli interni. Non si osservano strutture sedimentarie, molto probabilmente a causa della intensissima bioturbazione, le cui tracce ad andamento verticale ed orizzontale di vario spessore sono ben visibili a tutti i livelli della formazione.

È probabile che le variazioni granulometriche che a volte si osservano, specialmente nella parte

basale (Val di Sogno), siano attribuibili ad episodi torbidity le cui strutture sono state rielaborate dall'azione organica.

All'osservazione microscopica le calcareniti del Calcere di Malcesine, che, come già detto, contengono sempre anche una certa quantità di glauconite (1-2%), si presentano come un vero e proprio "tritume" fine di gusci di fossili in una matrice fangosa: Alghe Corallinacee, Echinidi, Briozoi, microbentonici (Fig. 9). Sono a volte evidenti fenomeni diagenetici di pressione - dissoluzione che hanno favorito la concentrazione dei residui insolubili in sottili bande ad andamento irregolare. I Foraminiferi planctonici, generalmente mal

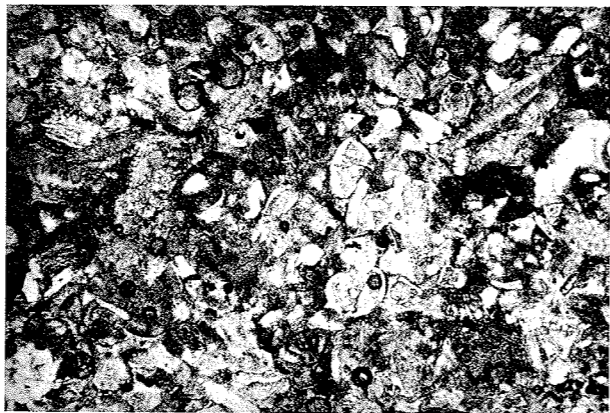
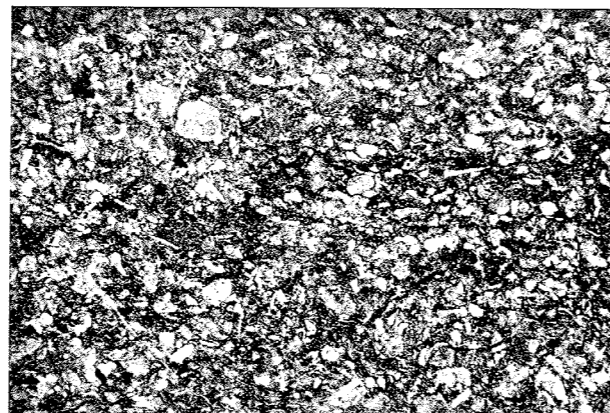


FIG. 9 - Microfacies del Calcere di Malcesine (x10).

conservati, non sono mai molto abbondanti e, quando il Calcere di Malcesine è sormontato dai calcari di piattaforma, il loro numero decresce progressivamente verso l'alto. I macroforaminiferi sono generalmente assenti: la loro presenza è sporadica e non supera il 2% dell'intera associazione. La presenza di frammenti algali (Alghe Corallinacee) varia dal 5 al 20%; la percentuale dei frammenti di Echinidi può aumentare sino al 40%. Alcuni livelli risultano particolarmente ricchi in Gypsine (*G. moussaviani* e *G. multiformis*).

Quando la granulometria è fine (tra 60 e 100 µm) i bioclasti spesso non sono identificabili.

A Malcesine, i calcari nodulari dell'Eocene inferiore (Zona a *Morozovella aragonensis*) e medio (Zona P11 e P12) contengono rare Globotruncane rimaneggiate. È inoltre stato osservato, quasi al tetto della successione nodulare di Malcesine, un olistolite di circa 1.5 m di diametro di Scaglia rossa decolorata contenente poche forme di Globotruncanidi (*Rosita fornicata*, *Globotruncanita elevata*, *Globotruncana arca*) di età campaniana. Poco al di sopra sono presenti alcuni livelli (10-20 cm) di colore giallo - rosso o grigio scuro di probabile origine vulcanica. Lo spessore degli affioramenti del Calcere di Malcesine, nelle sezioni esaminate, non supera il centinaio di metri.

Considerazioni cronobiostratigrafiche

Date le caratteristiche sopra descritte, il Calcere di Malcesine non sempre fornisce una microfauna sufficientemente ricca per stabilire in dettaglio la biostratigrafia. Infatti i calcari marnosi e le marne che avvolgono i noduli sono spesso sterili e le sezioni sottili dei calcari sono a volte costituite da frammenti fossili non identificabili.

In Val di Sogno, le marne alla base della successione terziaria hanno fortunatamente fornito residui di lavaggio piuttosto ben conservati contenenti Foraminiferi planctonici e microbentonici in quantità pressoché uguali (il rapporto plancton/benthos è di poco superiore a 1). I primi presentano un'associazione dominata da Acarinine (*A. nitida*, *A. taroubensis*, *A. angulosa*, *A. soldadoensis*, *A. spinuloinflata*, *A. pentacamerata*, *A. gravelli*, *A. rotundimarginata*, *A. prolata*) con più rare Morozovelle (*M. aragonensis*) e Subbotine (*S. trilocolinoides*), riferibile alla Zona a *Morozovella aragonensis* dell'Eocene inferiore. La stessa associazione, anche se meno ben conservata, è presente al tetto degli affioramenti in Val di Sogno.

Non esiste una successione continua tra i calcari della Val di Sogno e quelli affioranti più a Nord lungo la Gardesana orientale, a Malcesine. In questi ultimi, alla base, è riconoscibile la Zona P11 dell'Eocene medio e, a partire da oltre metà della successione, la successiva Zona P12. Nelle associazioni di queste biozone sono frequenti soprattutto le Acarinine sub-angolose (specialmente *A. spinuloinflata*); risultano comuni le Morozovelle, fatta eccezione per *M. lehneri* che è piuttosto rara, e le Globigerinatheka (*G. i. rubriformis*, *G. m. mexicana*, *G. s. euganea*, *G. s. subconglobata*, *G. s. luterbacheri*, *G. m. kugleri*). Meno numerose sono le Turborotalie (*T. gr. cerroazulensis*) e le Subbo-

tine (*S. venezuelana*, *S. bagni*, *S. eocaena*); le Hantkenine sono rare.

Gli affioramenti del Calcere di Malcesine presso San Martino e Massone sono sovrapposti ad un *hard ground* che li separa da una Scaglia rossa mastrichtiana (Zona a *Gansserina gansseri*). Essi presentano sottili interstrati marnosi quasi sterili. La percentuale di Foraminiferi planctonici è all'incirca doppia rispetto a quella dei microbentonici. Tra i primi, le forme diagnosticabili in sezione sottile permettono di riferire questi livelli all'Eocene medio non basale, per la presenza di alcuni esemplari di *Turborotalia c. pomeroli*, che compare nella Zona P11. Non sono stati però osservati profili di *Morozovella aragonensis*, per cui è probabile che i livelli in questione appartengano alla successiva Zona P12; l'assenza di quest'ultima specie è comunque incerta, data la povertà di forme nell'associazione. I rari macroforaminiferi presenti, molto probabilmente risedimentati, sono pure tipici dell'Eocene medio (*N. discorbinus*).

I calcari nodulari compresi nelle successioni *shallowing upward* della Val d'Adige e Val di Cei sono riferibili all'Eocene medio. L'età della base della formazione diviene probabilmente più recente da Sud verso Nord, come dimostrerebbero i pochi dati a disposizione per le sezioni di Mori (base Eocene medio, Zona P10) e quella più settentrionale di Aldeno (Zona P11) (GARAVELLO e DUGONI 1983). Sempre in base a questi dati, il Calcere di Malcesine non supera, nelle località citate, l'Eocene medio.

Nel M. Baldo settentrionale (S. Giacomo, Brentonico, Prada, Malga Campo) gli affioramenti che mostrano caratteristiche di transizione tra il Calcere di Chiusole ed il Calcere di Malcesine hanno età eocenica inferiore, mentre i calcari con aspetto più tipicamente nodulare di Crosano sono dell'Eocene medio.

Nel M. Baldo centro - meridionale, a Cambrigar, il Calcere di Malcesine ha età eocenica inferiore (a partire dalla Zona a *Morozovella f. formosa*) e media; qui è sovrapposto ad una ventina di metri di calcareniti fini a *Pentacrinus diaboli* con caratteri di transizione tra il Calcere di Chiusole ed il Calcere di Malcesine.

Paleoprofondità ed interpretazione ambientale

Il Calcere di Malcesine, date le caratteristiche sedimentologiche, paleontologiche e la posizione stratigrafica occupata nell'ambito delle successioni cenozoiche del *Lessini Shelf*, può essere interpretato come indicativo di ambiente di rampa carbonatica. In particolare, usando le classificazioni più recenti degli *slope* carbonatici, il Calcere di Malce-

sine può essere assimilato ad uno *slope* di tipo deposizionale caratterizzato da passaggio graduale dalla piattaforma al bacino, con pendii non troppo bruschi (AHR, 1973; MC ILREATH e JAMES, 1978; JAMES e MOUNTJOY, 1983).

Riassumendo schematicamente gli elementi principali che caratterizzano la formazione si ha:

a) aspetto nodulare spiccato, messo in risalto dalla presenza di livelli marnosi e forte bioturbazione;

b) generale scarsità di depositi risedimentati importanti (*debris flow*, *grain flow*, breccie, torbiditi, ecc.);

c) passaggio graduale rispetto alle formazioni sopra e sottostanti;

d) contenuto paleontologico indicativo di ambiente di transizione piattaforma - bacino, con assenza di macroforaminiferi e percentuali di Foraminiferi planctonici mai molto elevate, generalmente decrescenti verso l'alto delle successioni ed accompagnate dalla presenza di microbentonici indicativi dell'ambiente di piattaforma esterna — batiale superiore. Sono infatti predominanti le Lenticoline, spesso di grandi dimensioni e rappresentate da diverse specie, ed i Nodosaridi. I valori del rapporto plancton/benthos si discostano di poco dall'unità, con valori massimi generalmente non superiori a 2.

Le caratteristiche ricordate nei punti c) e d) avvalorano l'ipotesi, qui avanzata, che il Calcare di Malcesine rappresenti uno *slope* carbonatico. Il punto b) indica che il pendio non doveva essere generalmente brusco. In alcune località però si osservano depositi risedimentati anche piuttosto grossolani dati da torbiditi carbonatiche e breccie poligeniche (Cambrigar). A Malcesine inoltre, come già detto, è presente un olistolite di Scaglia rossa incluso nella parte superiore della successione. La presenza di questi depositi risedimentati testimonia inconfutabilmente come l'ambiente di deposizione del Calcare di Malcesine dovesse essere abbastanza profondo da ricevere tale tipo di apporti ed esclude quindi che il Calcare di Malcesine possa rappresentare una facies di piattaforma.

L'origine del tipico aspetto nodulare è tuttora da chiarire ed è stata oggetto di numerosi studi. Questi dimostrano come non esista un solo processo di origine della nodularità; al contrario, essa sarebbe frutto di più cause concomitanti. Bioturbazione, dissoluzione di fanghi carbonatici, fenomeni di budinaggio e di lento *creeping*, diagenesi sovrainposta più o meno precoce sono alcune delle cause invocate (NICHOLS 1966, JENKINS 1974, NOBEL e HOWELLS 1974, CARTER 1975, ABED e SCHNEIDER 1980, BOSELLINI e FERRI 1980, MULLINS *et al.* 1980, ecc.).

Anche se la nodularità non è legata esclusivamente agli ambienti di rampa carbonatica, essa viene spesso ad essi collegata; è inoltre evidente che i calcari nodulari qui esaminati, sia per la posizione stratigrafica occupata in numerose sezioni che per le caratteristiche sedimentologiche e paleontologiche, devono costituire necessariamente la facies di raccordo tra piattaforma e bacino, rappresentando sedimenti di pendio. Come precedentemente detto, essi si trovano spesso interposti tra i sottostanti sedimenti bacinali e quelli sovrastanti di piattaforma. Nell'area studiata ciò si verifica nelle successioni della Val d'Adige, della Val di Cei ed in alcune del M. Baldo nordorientale e centro-meridionale. I dati noti in letteratura (BALBONI 1979, SARTI 1980, GARAVELLO e DUGONI 1983, DUGONI 1987) unitamente a varie osservazioni di campagna indicano la medesima situazione anche in molte altre località del *Lessini Shelf* (M. Cornetto, Doss d'Abramo, Trento, Avesa, Val di Chiampo, ecc.). Questa posizione stratigrafica sarebbe frutto di una regressione deposizionale legata alla progradazione delle piattaforme negli antistanti bacini.

In alcune località il Calcare di Malcesine è direttamente sovrapposto alla Scaglia rossa e le transizioni con gli ambienti di piattaforma e di bacino sono esclusivamente laterali. È chiaro quindi l'importante significato paleogeografico che queste successioni rivestono nei terreni terziari del *Lessini Shelf*, rappresentando il pendio bordante le piattaforme carbonatiche cenozoiche.

L'EVENTO VULCANICO DELL'EOCENE MEDIO

Come già detto nella parte introduttiva, le manifestazioni vulcaniche dell'area occidentale del *Lessini Shelf* cessarono completamente prima della fine dell'Eocene medio. In quest'area, l'ultimo evento vulcanico è il più importante, sia per estensione che per entità del materiale vulcanico eruttato; sono infatti presenti accumuli lavici di oltre 100 m di spessore nel M. Baldo centro - settentrionale (S. Valentino e Dossioli).

Le colate basaltiche, i tufi ed altri prodotti vulcanici del tardo Eocene medio affiorano in numerose località: M. Biaena, Castellano, Pannone (Val di Gresta), Nago, Crosano, S. Valentino, Dossioli (Fig. 10). Queste vulcaniti costituiscono quindi un livello riconoscibile in modo pressoché continuo, dalla Val di Cei a Nord sino al M. Baldo centrale a Sud. Non è stata sino ad ora determinata l'età assoluta dei basalti, dato che essi si presentano sempre troppo alterati e quindi non adatti alle analisi cronologiche. Queste manifestazioni vulcaniche furono in gran parte subaeree; i segni dell'esposizione sono dati dalla presenza di lave ossi-

date, scoriacee e bollose, riconoscibili nelle varie località citate (CASTELLARIN e PICCOLI 1966).

Una delle caratteristiche principali dell'episodio vulcanico considerato è la notevole diffusione e potenza dei materiali piroclastici, a testimonianza dell'anomala esplosività del magma basaltico da cui si originarono: probabilmente è un caso di eruzioni di tipo freatico, come suggerito da PICCOLI (1966).

L'episodio di esposizione subaerea dei prodotti lavici ha determinato una superficie di discontinuità stratigrafica ben marcata e riconoscibile nell'intera area corrispondente alla piattaforma eocenica del Calcare di Torbole. Risulta invece più difficile riconoscere questo evento nelle successioni bacinali: apparentemente non se ne osservano tracce nella Scaglia cinerea della Valle del Sarca e del M. Baldo meridionale (Spiazzi). È molto probabile invece che gli orizzonti di ceneri vulcaniche, ricchi in biotite eudrale, osservati nella Scaglia cinerea della Val di Costa (LEHNER *et al.* 1987) e alternati a torbiditi carbonatiche, siano da mettere in relazione con gli eventi vulcanici a carattere esplosivo osservati sulla dorsale del M. Baldo - M. Bondone. Orizzonti analoghi si osservano pure verso il tetto della successione dei calcari nodulari di Malcesine. Sia le ceneri vulcaniche della sponda occidentale del Lago di Garda che quelle di Malcesine si trovano comprese entro livelli appartenenti alla Zona P12. Questi dati biostratigrafici, ricavati per le successioni bacinali, sarebbero in buon accordo con quelli relativi al

Calcare di Nago, di piattaforma, che affiora al di sopra delle colate subaeree e che presenta alla base associazioni a macroforaminiferi tipiche della parte alta dell'Eocene medio. Se fosse possibile correlare con sicurezza l'ultimo evento vulcanico della dorsale M. Baldo - M. Bondone con le ceneri vulcaniche sopra descritte si avrebbe, per il primo, un preciso inquadramento cronobiostratigrafico, data la diretta correlazione con la biozonazione a Foraminiferi planctonici del bacino. Non si può del tutto escludere però che si tratti di due episodi ben separati nel tempo, anche se entrambi riferibili all'Eocene medio, dei quali quello di Malcesine e Valle di Costa potrebbe essere più antico di quello in parte subaereo della dorsale M. Baldo - M. Bondone. Sono infatti riconoscibili in alcune località della dorsale rari prodotti lavici dell'Eocene medio sicuramente precedenti l'ultimo evento vulcanico dell'area.

EVOLUZIONE PALEOGEOGRAFICA DELL'AREA DURANTE LA SEQUENZA E1

La sequenza E1 è compresa, come si è visto precedentemente, tra gli *hard ground* al tetto della Scaglia rossa e la disconformità al tetto dell'evento vulcanico del tardo Eocene medio. Nel periodo di tempo corrispondente alla deposizione di tale sequenza si hanno marcate trasformazioni paleogeografiche nel margine occidentale del *Plateau* di Trento dato che si individuano per la prima volta i depositi di mare basso del *Lessini Shelf*.

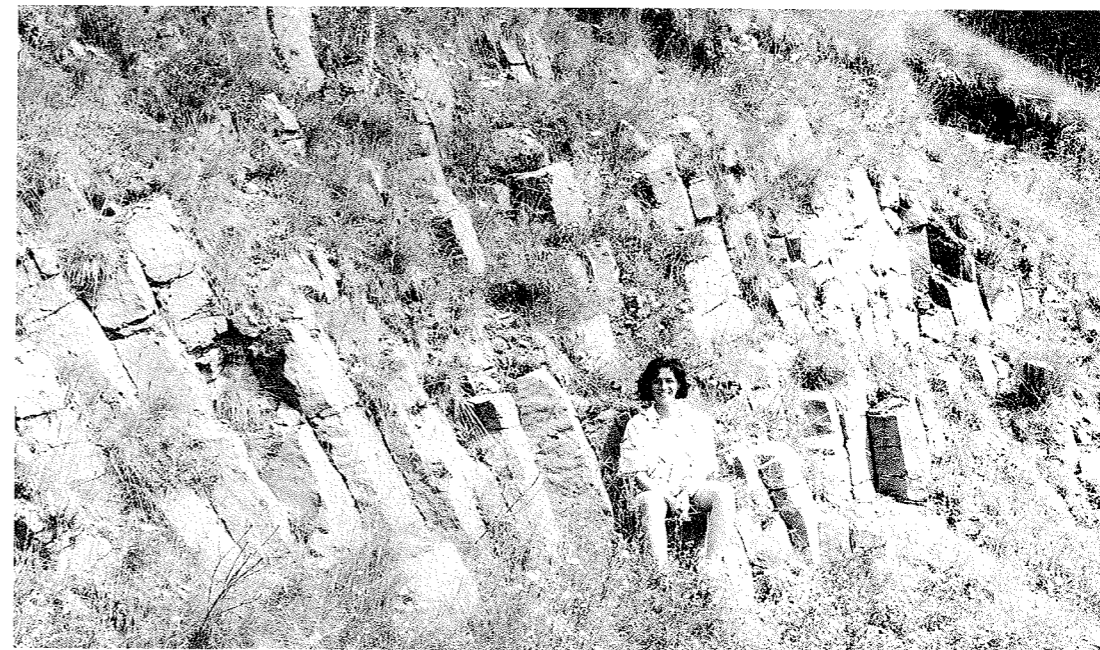


FIG. 10 - Basalti a fessurazione colonnare dell'Eocene medio affioranti nei pressi di Dossioli.

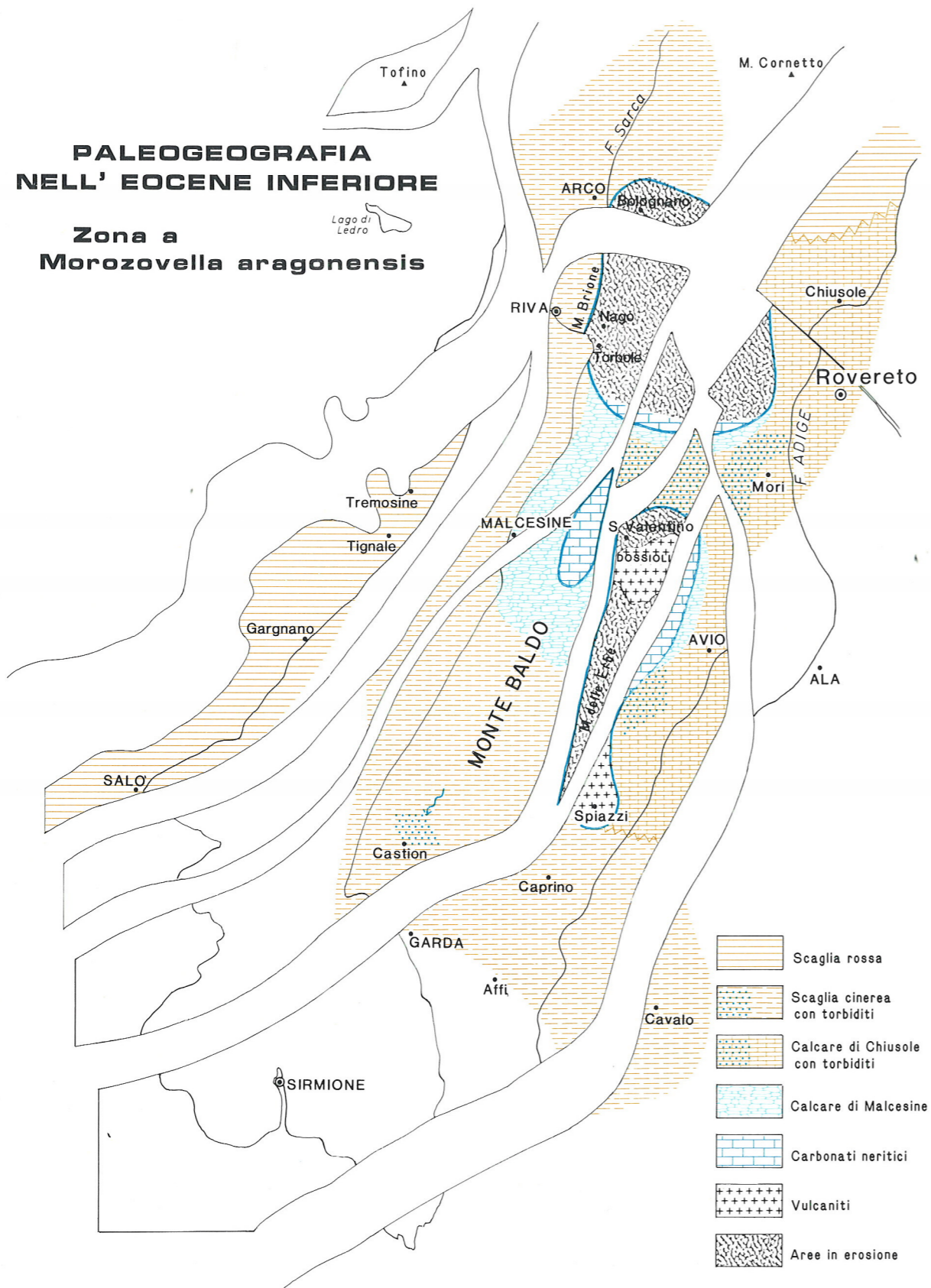


FIG. 11 - Carta paleogeografico-palinspastica della regione gardesana nell'Eocene inferiore (Zona a *Morozovella aragonensis*, PREMOLI SILVA e BOLLI 1973). La presenza dei depositi carbonatici di piattaforma è dedotta dalle torbiditi carbonatiche intercalate nei sedimenti bacinali (Calcare di Chiusole, Scaglia cinerea).

Le formazioni dell'Eocene inferiore e medio incluse nella E1 sono sovrapposte, su tutta l'area esaminata, alla Scaglia rossa, che si depositava in un ambiente relativamente uniforme e profondo.

L'analisi biostratigrafica delle varie facies eoceniche ha permesso la loro correlazione nel tempo. La carta paleogeografica della figura 11 mostra la distribuzione dei vari ambienti nell'Eocene inferiore (Zona a *Morozovella aragonensis*). È evidente come, durante questa età, le facies terziarie siano già marcatamente differenziate in senso laterale: si osservano infatti sedimenti bacinali (Scaglia rossa, Scaglia cinerea, Calcare di Chiusole) e carbonati di *slope* (Calcare di Malcesine), con vaste aree in erosione (corrispondenti a *biatus* temporali nelle sezioni esaminate) o caratterizzate da effusioni di lave basaltiche.

La distribuzione areale delle varie facies, con il loro differente significato ambientale, riflette una pronunciata paleomorfologia derivata probabilmente da blocchi sollevati e corrispondenti a vasti tratti della attuale dorsale del M. Baldo. I blocchi furono sollevati a profondità tali da permettere l'instaurazione di sedimentazione di mare basso; questi "alti" erano bordati da rampe carbonatiche dove si depositava il Calcare di Malcesine che raccordava la piattaforma al bacino. La presenza dei carbonati di piattaforma di età eocenica inferiore, che non affiorano nell'area in esame, è deducibile dalle torbiditi carbonatiche presenti nei sedimenti bacinali (Scaglia cinerea e Calcare di Chiusole) e talvolta anche in quelli *slope* (Calcare di Malcesine).

L'abbondante quantità di organismi di mare basso contenuti nelle torbiditi (che hanno età coeva a quella del plancton ospite) indica che la piattaforma neritica durante l'Eocene inferiore doveva essere molto attiva e si trovava in condizioni ecologiche ottimali, tali da permettere un'alta produttività organogena. La prevalenza di macroforaminiferi e frammenti algali indica che la piattaforma doveva essere in larga parte costituita da barre sabbiose nelle quali proliferavano Nummuliti, Assiline, Gypsine, Rotalie e Asterigerine, mentre nella parte più esterna prosperavano principalmente Discocyclinidi. La presenza, in alcune torbiditi, di Miliolidi e Alveolinidi associati ad Echinodermi e Molluschi può indicare anche l'esistenza di una laguna protetta dalle barre calcarenitiche. Lo sviluppo di scogliere coralline doveva invece essere molto ridotto, come si deduce dall'estrema scarsità di frammenti di organismi biocostruttori nelle torbiditi (presenti solo a Tierno ed a Castione).

La superficie sulla quale si instaurarono organismi e sedimenti di acqua bassa era costituita da

una Scaglia rossa già fagliata in più punti ed interessata da fenomeni di denudamento ed erosione sottomarina evidenziati, in qualche caso, da pronunciate superfici di disconformità (BOSELLINI e LUCIANI 1985).

Come è possibile osservare nella figura 11 le successioni eoceniche inferiori sono differenziate in bacinali, di pendio e di piattaforma sia in senso EW, dalla sponda occidentale del Lago di Garda e Valle del Sarca alla Valle dell'Adige, sia in senso NS, dal M. Baldo meridionale a quello settentrionale. La struttura sollevata aveva quindi un andamento longitudinale che corrisponde in larga parte all'attuale anticlinale del M. Baldo - M. Bondone.

Le cause dell'insorgere di questo "alto" sono con ogni probabilità di origine tettonica. Infatti l'abbassamento del livello marino relativo che ha portato quasi all'emersione la Scaglia rossa deve essere stato dell'ordine di varie centinaia di metri ed è perciò difficilmente interpretabile in termini di variazione eustatica. Nella curva eustatica di HAQ *et al.* (1987) non vi sono bruschi e cospicui abbassamenti del livello del mare durante l'Eocene inferiore, simili ad esempio a quello verificatosi nell'Oligocene medio. Inoltre, un abbassamento del livello marino di tale entità avrebbe provocato condizioni di minore profondità estese a tutta l'area e non ristrette ad una singola fascia.

L'età del sollevamento è riferibile alla parte bassa dell'Eocene inferiore durante il quale il blocco centrale veniva fratturato in più punti e sottoposto ad un progressivo *shallowing*, mentre attorno al blocco stesso continuavano a depositarsi fanghi bacinali carbonatici e carbonatico-argillosi. La tettonica in atto innescava lungo i margini dei banchi neritici i ripetuti episodi torbiditici compresi nelle successioni bacinali. Al sollevamento e alle conseguenti fratture lineari è con ogni probabilità associata anche l'attività vulcanica sottomarina rappresentata da colate, ialoclastiti, tufi ecc. Si riscontra infatti, per tutto il vulcanismo veneto e trentino, uno stretto legame tra i più importanti centri eruttivi e le principali linee tettoniche attuali. I centri eruttivi del margine occidentale del *Lessini Shelf*, essendo distribuiti lungo la dorsale del M. Baldo - M. Bondone, hanno una direzione giudicariense (NNE - SSW). L'alto strutturale e paleogeografico individuatosi durante l'Eocene inferiore risulta in parte sovrapposto agli "alti" strutturali cretacei (disposti in senso NNE - SSW) che si erano già individuati nell'ambito delle facies bacinali della Scaglia rossa, Scaglia variegata e Biancone (BOSELLINI *et al.* 1978). È probabile che la fase tettonica eocenica inferiore che ha ripreso, esaltandoli, gli alti creta-

LA SEQUENZA DEPOSIZIONALE DI NAGO (E2)

La sequenza E2 ha età compresa tra il tardo Eocene medio e l'Eocene superiore. Il limite inferiore corrisponde ad una superficie di disconformità legata all'esposizione subaerea delle vulcaniti basaltiche affioranti su tutta la dorsale del M. Baldo - M. Bondone. Le vulcaniti sono comprese tra i carbonati di piattaforma del Calcare di Torbole e del Calcare di Nago. La corrispondente superficie di continuità è da ricercarsi nelle successioni bacinali della Scaglia cinerea, affioranti nella Valle del Sarca, Val di Non e nella sponda occidentale del Lago di Garda. Risulta però difficile identificare con precisione in termini biostratigrafici l'evento di deposizione delle vulcaniti nelle successioni bacinali. In queste ultime, in particolare in quella affiorante a Varignano, si osservano torbiditi carbonatiche particolarmente frequenti a partire dalla Zona a *Orbulinoides beckmanni* (LUCIANI e LUCCHI GARAVELLO 1986), probabilmente legate all'episodio di esposizione subaerea citato. In corrispondenza della Zona a *O. beckmanni* si verifica inoltre, sia nella successione di Varignano che in quella di Ponte Oliveti, un brusco cambiamento nella composizione dei sedimenti, che divengono prevalentemente marnosi.

Il limite di sequenza superiore è dato dalla superficie di discontinuità legata all'esposizione subaerea del Calcare di Nago, riconoscibile in varie località al tetto della formazione per la presenza di conglomerati a ciottoli arrossati e di superfici incarsite.

La sequenza E2 è costituita, come la precedente, da un sistema deposizionale comprendente una piattaforma carbonatica, uno *slope* carbonatico ed un bacino a sedimentazione prevalentemente argillosa.

Le formazioni presenti sono:

- il Calcare di Nago
- il Calcare di Malcesine p.p.
- la Scaglia cinerea p.p.

IL CALCARE DI NAGO

Il Calcare di Nago è un'unità dell'Eocene superiore e medio p.p. descritta e istituita formalmente da CASTELLARIN e CITA (1969a, 1969b). La località tipo si trova a Nago, paese situato all'estremità nordorientale del Lago di Garda, ma la formazione si estende a gran parte della catena del Monte Baldo e, più a Nord, anche sulla dorsale del Monte Stivo - Monte Bondone.

La formazione è compresa tra le vulcaniti del tardo Eocene medio alla base e le Marne di Bolognano dell'Oligocene inferiore al tetto.

Le varie facies di acqua bassa del Calcare di Nago si mostrano chiaramente organizzate in cicli *thickening - coarsening upward* (Fig. 13). Ciò è particolarmente evidente nella località tipo, nei pressi di Nago, dove questi cicli sono stati studiati in dettaglio (LUCIANI *et al.* 1988). In base all'analisi di facies delle varie unità individuate, tali cicli vengono interpretati come sequenze "*shallowing upward*"; esse sono il risultato di improvvisi approfondimenti (innalzamenti relativi del livello marino) seguiti da graduali regressioni deposizionali, cioè di riconquiste delle condizioni di acqua bassa per progradazione verso l'esterno di barre sabbiose (calcareniti) con associati *patch reef* corallini.

A Nago, né la base né il tetto della formazione sono stati osservati lungo la sezione misurata. La base del Calcare di Nago affiora però a Sud del paese, ai piedi della parete orientale del colle di Castel Penede. Qui, sopra qualche metro di basalti compatti, si osserva un livello di circa mezzo metro di lave scoriaee friabili, su cui poggiano le biocalcareniti basali del Calcare di Nago. A tetto la misurazione è terminata con gli strati calcarenitici che formano il pendio strutturale a Nord di Nago, dato che la formazione soprastante, le Marne di Bolognano, affiora soltanto qualche chilometro più a Nord, in Val d'Ir, e alla base del Monte Brione.

Sul M. Baldo centro - settentrionale ed in Val di Gresta è invece possibile osservare, in numerose località (Cambrigar, S. Valentino, Malga Artilone, Malga Trembari, Passo Novezza, Pannone, Val di Cei), la diretta sovrapposizione delle Marne di Bolognano sul Calcare di Nago.

Sulle superfici strutturali che formano il tetto del Calcare di Nago si osservano, a volte, conglomerati e superfici incarsite, testimonianti una esposizione subaerea (Fig. 14). Tali superfici sono state osservate sulla strada Graziani, all'attacco del sentiero per il rifugio Telegrafo, ed inoltre più a Sud, nei pressi di Cambrigar. CASTELLARIN e CITA (1969a) ne segnalano altre a Nord di Nago, presso Bolognano.

Il Calcare di Nago risulta molto più potente nel M. Baldo centro - settentrionale rispetto a Nago: in quest'ultima località lo spessore misurato è di 155 m, a S. Valentino è di 200 m, a Dossioli supera i 300 m ed al M. Cerbiolo - Passo Novezza è ancora più elevato. Il Calcare di Nago affiora anche sul Monte Baldo meridionale (Spiazzi) per poche decine di metri.

Facies e cicli del Calcare di Nago

Come è già stato detto precedentemente, il Calcare di Nago risulta chiaramente costituito da più

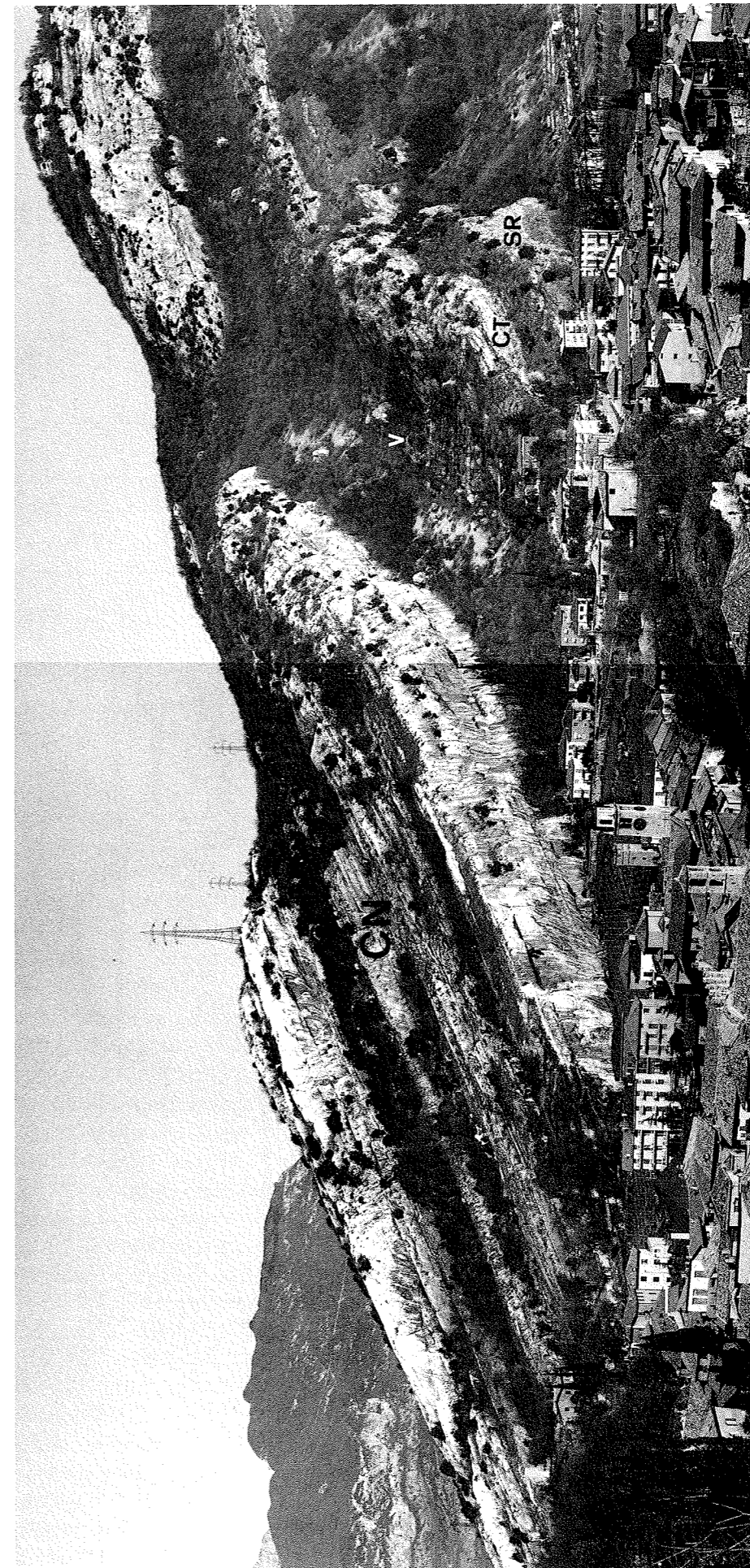


FIG. 13 - Panoramica del Calcare di Nago (CN) esposto a N del paese omonimo. Sono evidenti i due cicli maggiori culminanti con grosse bancate calcarenitiche ed a Coralli. Sulla destra le vulcaniti del tardo Eocene medio (V) occupano il fondo della vallecola parzialmente coperta da detrito e sovrastano il Calcare di Torbole (CT) e la sottostante Scaglia rossa cretacea (SR).

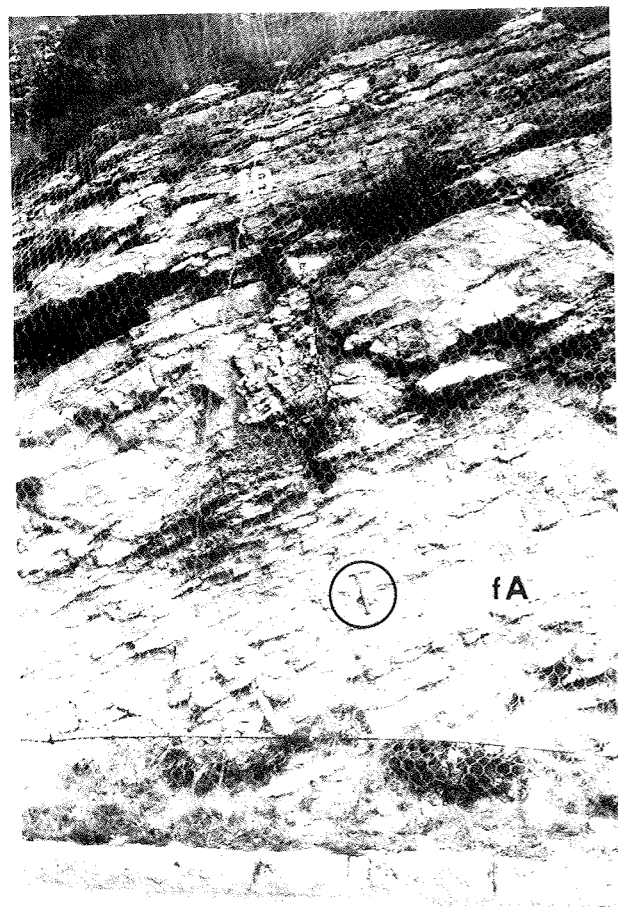


FIG. 18 - Le alternanze calcare-marna (facies A) di base ciclo ed il passaggio alla sovrastante facies B, segnata da un banco calcarenitico di un metro di spessore. Il cerchio localizza il martello.

sto rari, con percentuali che variano tra il 10% ed il 25% e numerosi microbentonici. Tra i Foraminiferi planctonici le forme predominanti sono *Globoquadrina tripartita* e *Subbotina yeguaensis*; comuni risultano pure *Subbotina eocena* e *G. hagni*. Nel livello marnoso alla base del penultimo ciclo a scala minore, che si è rivelato il più ricco di forme planctoniche, sono state riconosciute, oltre alle specie precedentemente citate, *Paragloborotalia opima nana*, *Subbotina linaperta*, *G. officinalis*, *Pseudobastigerina micra*, *Globorotaloides carcoselleensis*, *Praetenuitella praegemma*, "*Globigerina*" *medizzai* e *Turborotalia c. cocoaensis*. Questo livello ha mostrato pure l'associazione a microbentonici più ricca e meglio conservata, dove sono stati riconosciuti 30 generi, prevalentemente a guscio calcareo - ialino. Nel complesso, l'associazione osservata, tenendo conto della distribuzione delle forme attuali (MURRAY 1973), e del rapporto plancton/benthos (0,5), può essere riferita ad un ambiente neritico esterno con una probabile paleoprofondità di circa 70-80 metri.

Tra le forme presenti, infatti, solo pochi generi (*Discorbis*, *Pararotalia*, *Asterigerina*) che costituiscono il 6% dell'associazione totale, risultano batimetricamente limitati alla piattaforma interna (profondità inferiori a 50 metri). Il 21% dei generi presenti (*Lenticulina* spp., *Gaudryna* spp. ecc.) vive attualmente nel Mediterraneo e nel Golfo di Guascogna (BLANC - VERNET *et al.* 1984) dove ha il limite superiore di profondità all'interno della zona neritica esterna. Alcuni dei generi presenti preferiscono anche acque più profonde (*Pullenia*, *Gyroidinoides*) (MURRAY) (1973). Le caratteristiche della microfauna bentonica sono pressoché costanti nei vari livelli marnosi; in alcuni casi si nota un aumento di *Asterigerina* e *Rotalia*, generi che indicano una minor profondità, essendo normalmente limitati alla piattaforma interna.

La relativa predominanza in tutti i livelli della facies A, di forme appiattite quali Operculine e Discocycline, che, tra i macroforaminiferi sono i generi che possono occupare profondità maggiori e preferiscono in genere ambienti a bassa energia (ARNI 1965, HOTTINGER 1983, HALLOCK e GLENN 1986, BOSELLINI *et al.* 1987), conferma la posizione più esterna e profonda dell'ambiente di deposizione della facies A relativamente alle altre facies individuate. Anche gli Ostracodi presenti, pur indicando batimetrie poco profonde, non sono tipici di acque superficiali.

La facies A, che costituisce unità dello spessore massimo di 5-6 metri, manca solo alla base del primo ciclo a grande scala, mentre è sempre presente, anche se più o meno sviluppata, nella parte successiva della sezione, dove marca la base dei cicli a scala inferiore.

Facies B - È rappresentata da biomicriti grigie (*wackestone*) a Melobesie con Coralli e macroforaminiferi (Fig. 19B). Gli strati sono generalmente sottili (10-20 cm), delimitati da giunti ondulati e talora da interstrati marnosi dello spessore di qualche centimetro. Tessitura e componenti sono analoghi a quelli della facies A precedentemente descritta. Le Alghe rosse costituiscono la componente principale mentre i macroforaminiferi sono di solito presenti in percentuale subordinata. In questa facies può però divenire rilevante la presenza di Coralli (prevalentemente del genere *Actinacis*) con altre forme isolate e di piccole dimensioni. Essi sono in genere associati a organismi incrostanti di vario genere (Alghe, Briozoi, Anellidi, Foraminiferi).

Componenti secondari di questa litofacies sono: frammenti di Echinodermi, Lamellibranchi (tra cui Pectinidi), piccoli Gasteropodi e Brachiopodi con Textularidi, rari Rotalidi e Miliolidi, *Bolivina*

spp. Sporadicamente, alle biomicriti sopra descritte, si intercalano calcareniti bioclastiche (generalmente *packstone*) con abbondanti macroforaminiferi, in strati dello spessore massimo di qualche decimetro.

La facies B costituisce unità con spessore variabile da un minimo di 3-4 m ad un massimo di 20 metri.

Facies C - È costituita da biocalcareni noccia chiaro a macroforaminiferi (Nummuliti, Discocyclinidi, *Spiroclypeus*, *Pellatispira*, *Gypsina*) e Melobesie. Gli strati, delimitati solitamente da giunti ondulati, hanno spessore variabile da 20 - 30 cm ad 1 m circa e non mostrano generalmente strutture interne a causa dell'intensa bioturbazione (le tracce tubiformi sono presenti ovunque). Solo raramente si sono osservati fantasmi di probabile stratificazione incrociata. Le biocalcareni sono in prevalenza *grainstone* (Fig. 19C) e subordinatamente *packstone*. Ma, talora, la distinzione può essere problematica a causa dell'intenso costipamento subito dal sedimento: i grani sono l'un l'altro compenetrati per pressione - dissoluzione, mentre gli originari contatti ed interstizi inter-

granulari sono stati in parte cancellati. La granulometria varia da medio - fine (diametri attorno ai 250 μ m) a molto grossolana (diametri superiori ad 1 mm); il selezionamento è solitamente basso anche a causa dell'intensa bioturbazione. All'interno delle unità costituite dalla facies C è generalmente riconoscibile una tendenza "*coarsening-thickening upward*"; esse infatti terminano spesso con calciruditi a rodoliti di dimensioni centimetriche.

I macroforaminiferi (Nummuliti, Discocycline, Asterocycline, Pellatispire, Operculine) e le Melobesie (frammenti e rodoliti) sono i componenti principali di questa litofacies. Tra i Foraminiferi sono in genere prevalenti i Nummuliti che in alcuni strati costituiscono più del 50% del sedimento e che in generale aumentano notevolmente rispetto alle facies A e B precedentemente descritte. Tuttavia, nella parte sommitale della formazione, tre metri al di sotto del tetto della sezione misurata, è presente un livello dello spessore di 3 m costituito quasi interamente da grandi Discocycline (prevalentemente *D. sella* con diametro di 1 - 2 cm) e subordinati frammenti di Melobesie. I

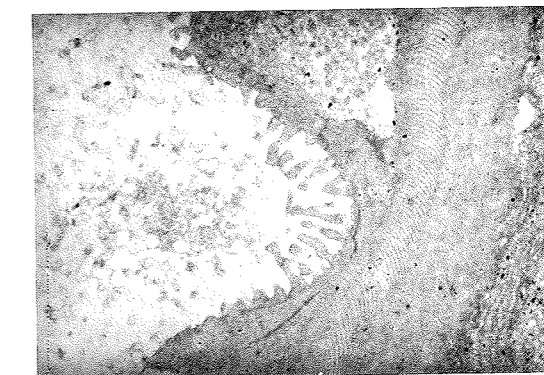
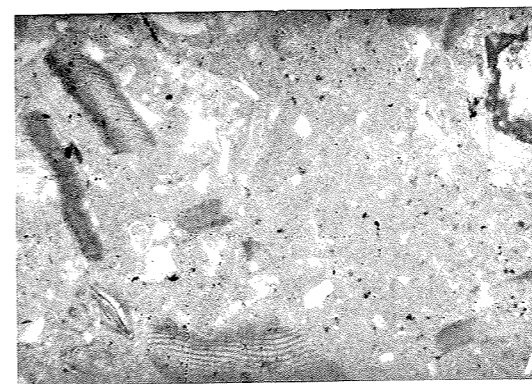


FIG. 19 - Tessiture (x 10) delle quattro principali facies costituenti i cicli del Calcare di Nago. A: *mudstone-wackestone* a frammenti di Melobesie e rari Foraminiferi planctonici; B: *wackestone-packstone* a Melobesie, Ostracodi e frammenti di Coralli; C: *grainstone* a Nummuliti, Discocycline e frammenti di Echinodermi; D: *boundstone* a Coralli ed Alghe rosse.

frammenti di Echinodermi sono una componente secondaria delle calcareniti, ma localmente possono divenire dominanti. Sono inoltre talora presenti Coralli isolati, Echinidi interi, Lamellibranchi (Pectinidi, Ostreidi), Briozoi e valve di Brachiopodi. Tra i microforaminiferi sono presenti Textularidi e rari Miliolidi. In alcuni casi è piuttosto frequente *Gypsina globulus* che è tipica di ambienti ad elevata energia e che attualmente caratterizza le sabbie coralligene grossolane degli atolli delle Maldive (HOTTINGER 1983).

Lo spessore delle unità costituite dalla facies C è generalmente di pochi metri nei cicli a piccola scala, ma raggiunge i 20-25 metri al tetto dei due cicli a grande scala.

Facies D - Questa facies caratterizza la parte alta dei due cicli a scala maggiore (Fig. 15). Essa si intercala alle calcareniti della facies C nel ciclo inferiore o si trova alla loro base nel ciclo superiore. Si tratta di calcari organogeni massicci, a Coralli (*boundstone*) (Fig. 19D), che costituiscono delle vere e proprie scogliere (piccole barriere e *patch reef*).

La comunità a Coralli è caratterizzata da un'elevata diversità che testimonia condizioni ecologiche ottimali (temperatura, tipo di substrato, fisiografia, nutrienti, ecc.). *Actinacis rollei*, *A. possagnoensis*, *Caulastrea flabelliformis*, *Astreopora meneghiniana*, *Antillia*, *Alveopora*, *Leptomussa*, *Antiguastrea*, *Astrocoenia*, *Agathiphyllia*, sono alcune tra le forme presenti. I Coralli sono associati a Melobesie, Briozoi, Gasteropodi, Pectinidi e rare Sclerosponge(?), e sono generalmente immersi in una matrice biomicritica o pelmicritica. Localmente sono presenti cementi fibrosi precoci ben sviluppati.

La facies a Coralli del primo ciclo è ben osservabile a Sud di Nago, lungo la vecchia strada che da Nago scende a Torbole, nei pressi del tornante a nord di quota 85 m. In questo punto il banco coralligeno ha uno spessore di circa 10 m. Dove invece è stata misurata la sezione, lungo la parete rocciosa a Nord di Nago, i Coralli non sono stati osservati. È possibile che la loro apparente assenza sia dovuta alla difficile accessibilità della parete, anche se è del tutto probabile una distribuzione laterale discontinua delle facies coralligene. In base alle osservazioni fatte, dunque, le facies di scogliera vere e proprie del primo ciclo sarebbero localizzate solo in determinati punti e passerebbero lateralmente alle calcareniti della facies C. Esse potrebbero costituire dei *patch reef* nel contesto di un margine di piattaforma prevalentemente "sabbioso". La facies a Coralli del secondo ciclo sembra invece caratterizzata da una maggiore estensione laterale, formando un'unità litologica

ben individuabile dallo spessore di 13 m. Essa costituiva quindi, con tutta probabilità, un margine biocostruito continuo, cioè una barriera.

Il ciclo modale ora presentato (Fig. 17) non rispecchia però sempre la situazione reale. In alcuni casi i cicli possono risultare incompleti mancando di una facies, altre volte non è perfettamente rispettata la successione tipica. Rimane comunque chiara la tendenza *thickening - coarsening upward* di ciascun ciclo. In generale, i cicli a scala minore sono costituiti dalla successione di facies A - B - C, mentre i due cicli a grande scala sono caratterizzati anche dalla presenza della facies di scogliera D, che si associa alla facies C nella parte superiore del ciclo.

Il primo ciclo a grande scala, quello inferiore, è costituito da due cicli minori, dei quali il primo risulta incompleto essendo formato dalla sola facies C. Alla base del secondo ciclo la facies A non è esposta nel punto in cui è stata misurata la sezione, ma risulta affiorante a Sud di Nago. I cicli soprastanti sono più regolari ed esordiscono invariabilmente con la facies marnosa A.

Interpretazione ambientale e significato dei cicli

I cicli negativi riconosciuti all'interno del Calcere di Nago sono stati interpretati come sequenze *shallowing upward*, sulla base dell'analisi di facies delle varie unità individuate (LUCIANI *et al.* 1988). Le facies A e B si depositarono entrambe in ambienti ad energia idrodinamica molto bassa, si tratta infatti di sedimenti "fangosi", totalmente privi di strutture da corrente. I loro caratteri paleontologici indicano condizioni relativamente profonde (abbondanza di Melobesie, in particolare di forme ramificate, prevalenza tra i macroforaminiferi di forme appiattite quali Discocycline ed Operculine). Più in particolare per la facies A, la presenza di una certa percentuale di Foraminiferi planctonici e lo sviluppo di alternanze calcari - marne a *cachet* bacinale (Fig. 18) indicherebbero un ambiente più profondo e aperto, forse una rampa distale raccordantesi dolcemente con gli *shoal* sabbiosi del margine della piattaforma.

Le intercalazioni calcarenitiche presenti all'interno delle unità a facies B testimoniano invece temporanei eventi di più elevata energia idrodinamica, da imputare forse ad episodi di tempesta (a causa dell'intensa bioturbazione mancano però le classiche strutture degli *storm layer*), e quindi profondità leggermente inferiori rispetto alla facies A. L'assenza di depositi gravitativi quali torbiditi, *debris flow*, *slumping* ecc. fa supporre che

il raccordo con la piattaforma non si attuasse mediante pendii accentuati. Anche la facies B quindi si depositò con tutta probabilità lungo una rampa, ma in posizione più interna rispetto alla facies A.

I caratteri sedimentologici e paleontologici delle facies C e D indicano chiaramente batimetrie più superficiali e acque più agitate. La facies C è costituita da calcareniti generalmente ben sciacquate (*grainstone*), depositatesi quindi in acque poco profonde. La presenza di livelli calcarenitici grossolani con grossi noduli algali (rodoliti) indicherebbe inoltre che l'energia idrodinamica doveva essere temporaneamente anche molto elevata. Non a caso questi livelli a rodoliti generalmente si trovano alla sommità delle unità costituite dalla facies C. Anche i caratteri della biofacies registrano la diminuzione della profondità: tra i macroforaminiferi abbondano infatti i Nummuliti, che predominano notoriamente nei punti meno profondi dei banchi e degli *shoal* carbonatici (ARNI 1965), a differenza di Discocycline e Lepidocycline che si accumulavano invece sui fondali più esterni (ARNI 1965, HOTTINGER 1983, BOSELLINI *et al.* 1987). La facies D a Coralli, che si trova associata alla facies C, testimonia anch'essa acque assai poco profonde. Inoltre, l'elevata diversità specifica che caratterizzava la comunità coralligena indica che le condizioni ambientali erano quanto mai favorevoli (assenza di apporti terrigeni, acque mosse e ricche di nutrienti, temperatura ottimale, ecc.).

I parametri ambientali che si ricavano per le due facies C e D sono quindi simili. Esse infatti risultano strettamente associate nella successione stratigrafica e rappresentano dei margini di piattaforma rispettivamente "sabbioso" e biocostruito. Nel caso del secondo ciclo a grande scala, dove la facies di scogliera (D) si colloca al di sotto della facies "sabbiosa" (C), si può ipotizzare una zonazione del margine con una fascia più esterna a scogliere coralline ed una più interna caratterizzata da barre "sabbiose" subtidali (Fig. 20).

Appare evidente che i cicli negativi del Calcere di Nago sono il risultato di ripetute regressioni deposizionali, determinate dalla progradazione verso il bacino del margine sabbioso - bioclastico (con le associate scogliere coralline) della piattaforma carbonatica.

Queste fasi progradazionali, che in accordo al principio di WALTHER, portavano alla progressiva sovrapposizione delle varie facies distribuite lungo il margine e l'antistante rampa (Fig. 20), erano interrotte da bruschi innalzamenti del livello marino relativo. Tali eventi trasgressivi determinavano il parziale annegamento del margine stesso e l'arretramento di tutte le facies verso posizioni più interne. Successivamente, in condizioni di livello marino relativamente stabile, si ripeteva il processo progradazionale che portava al colmamento del battente d'acqua (spazio deposizionale) che si era formato precedentemente.

L'organizzazione in cicli *coarsening - thicke-*

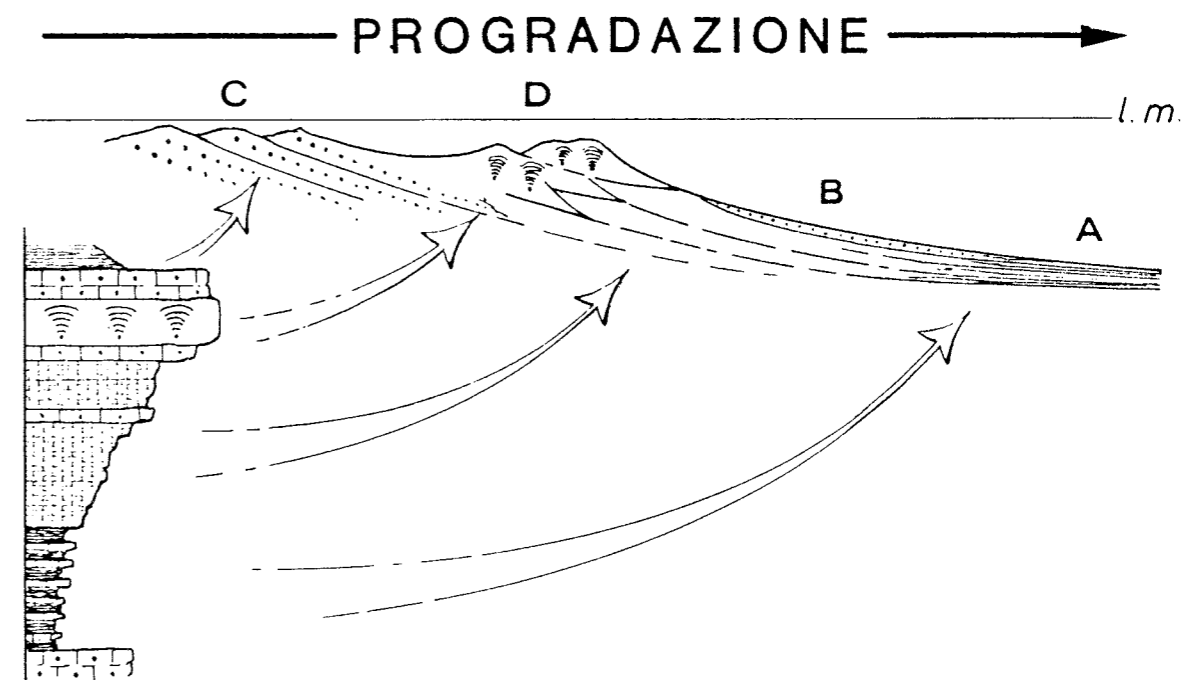


FIG. 20 - Zonazione del margine della piattaforma del Calcere di Nago, come espressa dal ciclo modale.

ning upward del Calcare di Nago è visibile, come è stato detto precedentemente, in tutta la dorsale del M. Baldo centro - settentrionale fino alla Val di Gresta. La tematica deposizionale dei cicli è la stessa riconoscibile nel ciclo modale ricavato per la sezione di Nago.

I *boundstone* a Coralli non sempre caratterizzano il tetto di un ciclo, come del resto si verifica anche per la successione affiorante a Nago. I calcari di scogliera sono poco rappresentati a Dossio dove costituiscono rari *patch reef* a limitata estensione verticale ed orizzontale (al massimo una decina di metri) nella parte intermedia della successione. Verso il tetto della successione del M. delle Erbe il loro sviluppo è invece più marcato e l'estensione verticale e laterale è notevolmente maggiore.

Nella sezione misurata a S. Valentino, sono ben riconoscibili, specialmente nella parte medio-inferiore, vari cicli a piccola scala, con spessore medio di circa una ventina di metri, confrontabili con i cicli di Nago.

Come si è visto, la ciclicità del Calcare di Nago è riconoscibile a scala regionale. Non si hanno però a disposizione dati diretti tali da spiegare la causa primaria di tale ciclicità. I vari innalzamenti del livello marino relativi responsabili della ciclicità possono essere prodotti sia da saltuarie accelerazioni della subsidenza che da fluttuazioni eustatiche o da una combinazione di entrambi i fenomeni.

In corrispondenza dell'Eocene medio sommitale e del Priaboniano sono indicati, nella curva eustatica di HAQ *et al.* (1987), vari cicli di 3° ordine all'interno del superciclo T4A. È quindi possibile che, perlomeno i cicli maggiori del Calcare di Nago, possano essere il prodotto di eventi eustatici.

Bisogna inoltre tener presente che l'ordine di grandezza temporale, corrispondente alla deposizione dei cicli a scala minore del Calcare di Nago, è in media inferiore al milione di anni. Le frequenze più basse della cosiddetta ciclicità sedimentaria ad alta frequenza, ritenuta come è noto il prodotto dei cicli astronomici di MILANKOWITCH derivanti dalle variazioni periodiche dei vari parametri orbitali terrestri, possono svilupparsi con periodi simili a quelli di molti cicli di 3° ordine (da 400.000 a 2 milioni di anni) (BERGER 1976). È possibile quindi che parte dei cicli della curva di HAQ *et al.* (op. cit.) possano essere l'espressione di cicli astronomici. È inoltre probabile che le variazioni cicliche a più alta frequenza possano essere la causa delle alternanze calcare-marna della facies A.

Considerazioni cronobiostratigrafiche

L'età del Calcare di Nago è in parte riferibile al tardo Eocene medio ed in parte all'Eocene superiore.

In particolare, nella sezione di Nago, il primo ciclo a grande scala contiene un'associazione a macroforaminiferi caratteristica della parte alta dell'Eocene medio, contenente *Nummulites* cf. *striatus*, *N. aff. fabianii*, *N. beaumonti* ecc. Al tetto del primo ciclo a grande scala, sono presenti forme di *Nummulites* aff. *fabianii* molto vicine a *Nummulites fabianii*. È quindi probabile che il passaggio all'Eocene superiore si verifichi in prossimità di questo livello.

Le associazioni dei campioni del secondo ciclo a grande scala sono tipicamente priaboniane e contengono: *Nummulites fabianii*, *N. incrassatus*, *N. variolarius*, *N. stellatus*, *N. chavannesi*, *Spirocyclus granulatus*, *Pellatospira madaraszi*, *Discocyclina augustae*, *D. discus*, *D. sella*, *Asterocyclina stellata*, *A. stellaris*, *Orbitoclypeus nummuliticus*, *Operculina alpina*.

Anche Foraminiferi planctonici ed Ostracodi, trovati nei livelli marnosi della facies A del secondo ciclo a grande scala, sono caratteristici dell'Eocene superiore. I Foraminiferi planctonici, pur presentando associazioni abbastanza varie, non consentono l'attribuzione ad una biozona ben precisa per la mancanza, evidentemente dovuta a ragioni ecologiche, delle forme stratigraficamente più significative in questo intervallo. Tuttavia, la presenza di rari esemplari di *Turborotalia c. cocoaensis* alla base del 6° ciclo minore può dare alcune informazioni di carattere cronostatigrafico. *Turborotalia c. cocoaensis* è il marker scelto da TOUMARKINE e BOLLI (1970) per identificare la seconda biozona dell'Eocene superiore, secondo la suddivisione zonale stabilita a Possagno dagli stessi Autori, utilizzando il gruppo evolutivo "*cerroazulensis*". Secondo questa biozonazione, la base della Zona a *T. c. cocoaensis* era definita dalla comparsa della specie omonima osservata dopo la scomparsa delle Acarinine, evento che si verifica al limite Eocene medio - Eocene superiore. In seguito, dati biostratigrafici relativi a varie località hanno dimostrato che la suddetta forma può comparire precocemente, addirittura al tetto dell'Eocene medio. TOUMARKINE e LUTERBACHER (1985) hanno così modificato la suddivisione zonale precedente, unificando le zone precedentemente sovrapposte a *T. c. cerroazulensis* ed a *T. c. cocoaensis*. La comparsa di *T. c. cocoaensis* si verifica però dopo un certo intervallo di tempo dalla scomparsa delle Acarinine sia nella località di Possagno, al margine orientale del *Lessini Shelf*,

che nella Valle del Sarca (LUCIANI e LUCCHI GARAVELLO 1986). La stessa successione di eventi è stata verificata anche in alcune sequenze pelagiche dell'Umbria sud-orientale (MONACO *et al.* 1987). Si può quindi ritenere valida a livello regionale la già citata zonazione di TOUMARKINE e BOLLI (1970); la presenza di esemplari di *T. c. cocoaensis* nella facies A del 6° ciclo minore di Nago, indica quindi un Priaboniano non basale.

Verso il tetto del secondo ciclo, nella sezione di Nago, all'interno delle calcareniti grossolane della facies C, si nota la scomparsa, tra i macroforaminiferi, dei Discocyclinidi. Poiché questo evento si verifica solitamente (LAGHI e SIROTTI 1982) tra la parte media e superiore del Priaboniano, si deve ritenere che, nella sezione di Nago, non sia rappresentata la parte sommitale del Priaboniano.

Nella successione di S. Valentino il passaggio al Priaboniano si verifica al tetto del 1° ciclo, che è costituito dalla sola facies C.

Nella sezione di M. Cerbiolo — M. delle Erbe non affiorano le vulcaniti del tardo Eocene medio, probabilmente mascherate da copertura vegetale; risulta quindi piuttosto difficile individuare il limite inferiore del Calcare di Nago. La successione del M. Cerbiolo — M. delle Erbe si mostra organizzata in cicli a partire dagli affioramenti al di sopra di quota 1517 m. Il passaggio al Priaboniano avviene in prossimità del tetto del primo di questi cicli, che presenta uno spessore di oltre 40 m.

L'età del tetto del Calcare di Nago, nelle località in cui affiora il passaggio all'unità sovrastante, è

ancora priaboniana. Le associazioni dei livelli sommitali (Strada Graziani, Malga Trembari, S. Valentino, Pannone) contengono talora forme molto evolute di *Nummulites fabianii*, caratteristiche della parte alta del Priaboniano. Esse sono associate, in alcuni casi, a *Pellatospira madaraszi*, *Nummulites incrassatus*, *N. aff. vascus*, *N. variolarius*, *Asterigerina lancicula*, *Chapmanina gassnensis*. L'assenza in questi livelli di Discocyclinidi, già notata anche al tetto della sezione di Nago, se non è dovuta a ragioni ecologiche, può confermare che si tratta della parte più alta del Priaboniano; questo evento si verifica infatti, come precedentemente ricordato, prima della fine del piano.

IL CALCARE DI NAGO ED IL CALCARE DI MONTE DELLE ERBE

Il Monte delle Erbe è una dorsale rocciosa (Cima Paloni - Punta delle Redutte) asimmetrica che costituisce una parte del fianco orientale della sinclinale del M. Baldo (Fig. 21).

La cresta del M. delle Erbe, e così pure il suo fianco occidentale, è in larga parte costituito da facies coralligene che formano accumuli lentiformi con clinostratificazioni laterali ben visibili e passaggi a facies calcarenitiche di *interreef* (Fig. 22).

Lo spessore di questa facies prevalentemente recifale si aggira sui 75 metri. La misurazione della successione risulta alquanto semplice sul fianco orientale del monte, dove gli strati si presentano a reggipoggio, mentre sul lato occidentale, che è un pendio strutturale in larga parte coperto da bosco, il calcolo degli spessori è impossibile senza

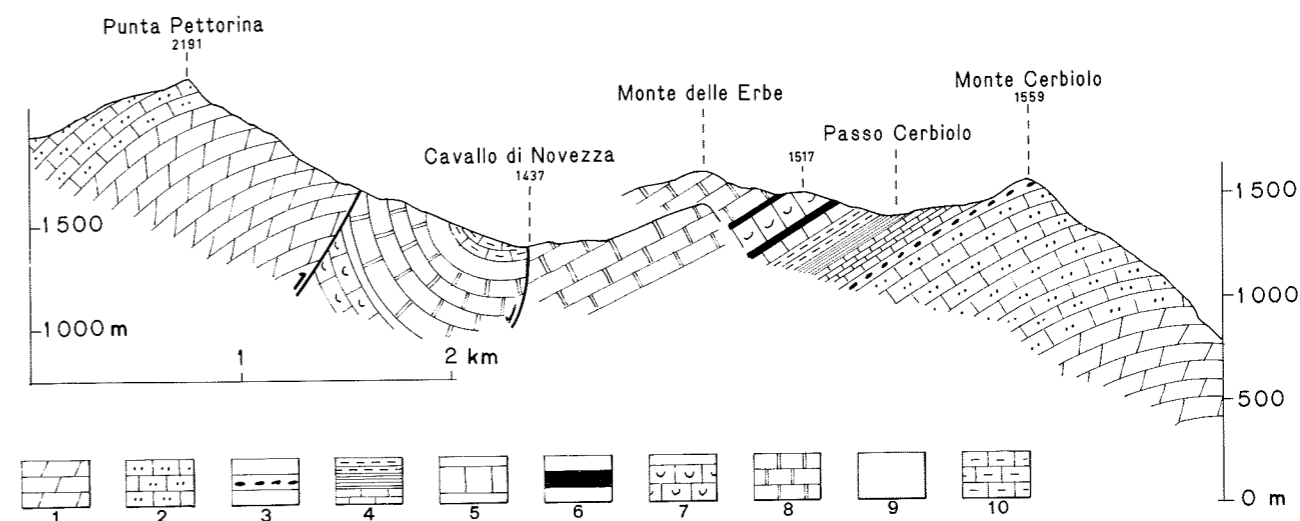


Fig. 21 - Profilo geologico della zona Cavallo di Novezza-M. delle Erbe. 1. Dolomia principale (Trias superiore); 2. Calcari grigi e Oolite di S. Vigilio (Lias); 3. Ammonitico rosso (Dogger e Malm); 4. Biancone, Scaglia variegata, Scaglia rossa (Cretaceo); 5. Calcare di Malcesine (Eocene medio); 6. Vulcaniti basaltiche; 7. Calcare di Torbole (Eocene medio); 8. Calcare di Nago (Eocene medio p. p. - Eocene superiore); 9. Marne di Bolognana (Oligocene inferiore); 10. Formazione Acquenere (Oligocene inferiore).

incorrere in grossolani errori. Ci si è perciò affidati al profilo geologico (Fig. 21).

Gli ultimi 70-100 m di successione, che affiorano dalla base occidentale del monte sino a Cavallo di Novezza, sono invece ben esposti e misurabili; lo spessore è di 450 m circa.

CASTELLARIN e CITA (1970a, 1970b, 1970c) hanno attribuito la successione carbonatica del M. del-



FIG. 22 - I *buildup* coralligeni del Monte delle Erbe. Sono visibili le clinostratificazioni laterali.

le Erbe all'Oligocene inferiore, ponendola in eteropia laterale con la vicina successione prevalentemente argilloso - marnosa e marnoso - arenacea di Acquenere. Gli autori sopra citati hanno quindi formalizzato due nuove formazioni: il Calcare del Monte delle Erbe e la Formazione Acquenere, considerate entrambe di età oligocenica inferiore, nonché il Gruppo del M. Baldo, comprendente anche il sottostante e più antico Calcare di Nago. Gli stessi Autori considerano come base della successione del Monte delle Erbe la sella situata ad Ovest del punto quotato 1517 m e descrivono 130 m di "calcarei prevalentemente di scogliera con caratteri uniformi". L'attribuzione di questa successione all'Oligocene è basata sulla scomparsa delle Discocycline (alla base) e sul confronto con la vicina Formazione Acquenere contenente *Nummulites fichteli* dell'Oligocene inferiore, ritenuta eteropica del Calcare di Monte delle Erbe.

La successione del Monte delle Erbe è stata riesaminata recentemente (F.R. BOSELLINI *et al.*

1988); tale studio ha portato ad un quadro stratigrafico sensibilmente diverso da quello precedente. A partire dalla selletta erbosa ad Ovest di quota 1517 m, sono presenti alla base *N. sp. ex gr. perforatus*, *N. variolarius*, *Assilina sp.*, *Asterocyclina stellata*, *Discocyclina augustae*, *D. daguini*, *D. sella*, *Orbitoclypeus nummuliticus*, *Silvestriella tetraedra*; tale fauna è indicativa della parte alta

dell'Eocene medio.

La parte medio-inferiore della sezione del Monte delle Erbe è chiaramente organizzata in cicli *thickening - coarsening upward*; il quarto di questi cicli, a partire dalla base, culmina con le facies recifali della cresta del Monte delle Erbe. Le specie di coralli più comuni sono: *Actinacis rollei*, *Actinacis possagnensis*, *Antiguastrea lucasiana* (Fig. 23), *Caulastrea pseudoflabellum*, *Cereiphyllia gr. tenuis*, *Euphyllia crassiramosa*, *Goniopora sp.* e *Montastrea sp.* Il primo ciclo basale presenta invece: *Caulastrea fusinieri*, *Cyathoseris cfr. dimarica*, *Actinacis rollei*, *Cereiphyllia tenuis*.

Anche gli ultimi 80-100 m, affioranti nell'insellatura del passo di Cavallo di Novezza, sono ben stratificati e ciclici; in molti punti sono ben visibili livelli marnosi che passano verso l'alto a calcareniti grossolane ad Alghe e Coralli.

Nella parte sottostante le scogliere abbondano le Discocycline, mentre nel tratto sommitale, a partire dal Rifugio Cedron e alla vallecchia che da

le Erbe (costituita dal Calcare di Nago) non sono qui ritenuti di eteropia, come indicato dagli Autori precedentemente citati, ma di sovrapposizione stratigrafica.

IL CALCARE DI MALCESINE P.P.

Il Calcare di Malcesine rappresenta il pendio che fiancheggiava la piattaforma carbonatica dell'Eocene inferiore e medio (Calcare di Torbole). Tale piattaforma, diffusa sul margine occidentale del *Lessini Shelf* anche nell'Eocene superiore, è rappresentata in termini formazionali dal Calcare di Nago. È logico quindi aspettarsi l'esistenza di calcari nodulari di *slope* di questa età, raccordanti la piattaforma al bacino. Essi affiorano sul M. Baldo meridionale, a Spiazzi, per uno spessore limitato (≈ 20 m) e presentano il caratteristico aspetto a grossi noduli immersi in una matrice marnosa che forma livelli discontinui di spessore irregolare, bordanti i noduli stessi (Fig. 8).

Si tratta di *wackestone* e *packstone* a frammenti piuttosto grossolani con evidenti tracce di bioturbazione. I Foraminiferi planctonici sono rari; tra i microbentonici predominano le Lenticuline ed i Nodosaridi, con più rari Textularidi, Asterigerine e Rotalie. Per quanto riguarda i Foraminiferi planctonici, in sezione sottile si riconoscono forme riferibili a *Globigerinatheka semiinvoluta*, che permettono di riferire questo affioramento alla zona omonima di BOLLI (1966) o Zona P15 (BLOW 1979) dell'Eocene superiore. Sono inoltre presenti *Turborotalia c. pomeroli* e *T. c. cerroazzulensis* con rare e grosse Subbotine.

Il passaggio dalla sottostante Scaglia cinerea a questi calcari nodulari è graduale. Il contatto con la formazione soprastante (Calcare di Nago) è invece coperto per un certo tratto.

LA SCAGLIA CINEREA P.P.

Si tratta di una successione prevalentemente marnosa, affiorante nella Valle del Sarca (Varignano, Ponte Oliveti), nei dintorni di Ponte Arche ("Argille marnose di Ponte Arche", CASTELLARIN 1972 e 1980) e nella Val di Non (PREMOLI SILVA e PALMIERI 1962). Tale successione è probabilmente in gran parte coperta sul M. Baldo meridionale, dove ne affiora solo la parte sommitale (Porcino). Nelle località di Varignano e Ponte Oliveti lo spessore è di poco superiore a 100 m, mentre è notevolmente superiore a Ponte Arche (oltre 300 m). Sempre a Varignano si osservano, intercalate nella Scaglia cinerea, torbiditi carbonatiche nella parte superiore dell'Eocene medio (a partire dalla Zona a *Orbulinoides beckmanni*) e nella parte bassa dell'Eocene superiore (Zona a *Globigeri-*



FIG. 23 - Facies coralligena nel Calcare di Nago del Monte delle Erbe: *Antiguastrea lucasiana*.

questo scende a Passo Campione, i calcari contengono Nummuliti e altri macroforaminiferi di età chiaramente priaboniana (*Nummulites fabianii*, *N. incrassatus*, *N. chavannesii*, *Pellatispira maderaszi*, *Spiroclypeus granulatus*, etc.). Anche le specie di coralli *A. possagnensis* e *Cyathoseris cfr. dimarica* sono forme fino ad ora rinvenute solo nell'Eocene. La fauna a macroforaminiferi continua, con minime variazioni in tutta la successione, fino a circa 70 m dal tetto. Nella parte sommitale (esclusi gli ultimi 20 m contenenti solo Alghe rosse e Coralli, fra cui predomina *Actinacis rollei*) è presente il solo *Nummulites variolarius*, specie di età sicuramente priaboniana.

Pertanto, la successione del Monte delle Erbe non raggiunge l'Oligocene inferiore ed è quindi equivalente al Calcare di Nago, con il quale cade in sinonimia.

Come visto per le altre successioni del Calcare di Nago, anche quella del Monte delle Erbe è organizzata in cicli *thickening - coarsening upward*.

Come verrà precisato nel capitolo seguente, la successione affiorante nei pressi di Malga Acquenere, attribuita da CASTELLARIN e CITA (1970a) interamente alla Formazione Acquenere, è costituita inferiormente dalle relativamente profonde Marne di Bolognana marnoso argillose e superiormente da prevalenti calcareniti arenacee di acqua bassa. I rapporti con la successione del Monte del-

natheka semiinvoluta). Tali torbiditi contengono in prevalenza macroforaminiferi ed Alghe rosse di età contemporanea ai livelli di Scaglia cinerea in cui sono comprese. Nella località Ponte Oliveti risultano invece del tutto assenti gli apporti carbonatici, mentre si possono osservare sottili torbiditi terrigene (da 5 a 10 cm) in corrispondenza della base del Priaboniano (LUCIANI e LUCCHI GARAVELLO 1986).

EVOLUZIONE PALEOGEOGRAFICA DURANTE LA SEQUENZA E2

Il limite inferiore della sequenza E2 è dato dalla superficie di disconformità al tetto delle vulcaniti del tardo Eocene medio, che, come si è visto precedentemente, furono sottoposte ad esposizione subaerea. Risulta tuttavia problematico inquadrare cronologicamente in modo preciso l'evento stesso e l'esposizione subaerea successiva. Questo problema è essenzialmente di tipo biostratigrafico e consiste nella difficoltà di correlare fra di loro gli eventi dei macroforaminiferi sulla piattaforma, con quelli del plancton nel bacino. Non è escluso che le eruzioni vulcaniche del tardo Eocene medio, a carattere in gran parte esplosivo nonostante il magma basico, possano essere collegate con le ceneri vulcaniche intercalate nella Scaglia cinerea (Zona a *Morozovella lehneri*) del Lago di Garda occidentale (LEHNER *et al.* 1987). Nelle successioni bacinali (Varignano) si osservano numerosi apporti torbiditici carbonatici a partire dalla Zona a *Orbulinoides beckmanni* mentre a Valle di Costa sottili e frequenti torbiditi si hanno a partire dalla Zona a *Morozovella lehneri*, e sono intercalate a livelli di ceneri vulcaniche cui si è sopra accennato.

Il limite di sequenza superiore è dato dalla superficie di disconformità legata all'esposizione subaerea della piattaforma carbonatica dell'Eocene superiore (Calcare di Nago). La testimonianza di questa esposizione è data da superfici incarsite e conglomerati a ciottoli arrossati osservati in varie località al tetto della formazione (Cambrigar, Vallone Osanna, Strada Graziani, superficie strutturale a Nord di Bolognana).

Nelle successioni bacinali marnose la corrispondente superficie di continuità è riconoscibile in particolare a Ponte Pià (CASTELLARIN 1972, 1980) ed a Varignano (LUCIANI e LUCCHI GARAVELLO 1986). In quest'ultima località, al tetto dell'Eocene superiore (Zona a *T. c. cunialensis*), si nota un massiccio apporto di breccie e torbiditi carbonatiche. L'interpretazione più logica è che queste torbiditi "patologiche" (BOSELLINI 1989) siano legate all'esposizione subaerea della piatta-

forma eocenica superiore, rappresentando così il deposito di *lowstand* della sequenza successiva (O1).

Se risulta problematico stabilire con esattezza la posizione cronologica del limite di sequenza inferiore, e quindi la sua collocazione nelle carte eustatiche, è al contrario evidente come l'abbassamento eustatico responsabile dell'esposizione della piattaforma del Calcare di Nago sia quello di 36 Ma fa, al tetto dell'Eocene superiore (HAQ *et al.* 1987). Una marcata disconformità al tetto dell'Eocene superiore è pure documentata nel settore orientale del *Lessini Shelf* (F.R. BOSELLINI 1988, F.R. BOSELLINI e RUSSO 1988) e nel Marosticano (FRASCARI RITONDALE SPANO 1966). GELATI e GNACCOLINI (1988), inquadrando nella stratigrafia sequenziale le successioni piemontesi e liguri di un bacino episuturale nella zona di raccordo tra Alpi ed Appennino settentrionale, attribuiscono l'abbondante quantità di materiale terrigeno risedimentato (Conglomerati di Savignone ed Arenarie di Ranzano) presenti alla base della loro Sequenza II, all'abbassamento eustatico avvenuto al limite Eocene - Oligocene. MONACO *et al.* (1987), analizzando la stratigrafia delle sequenze pelagiche dell'Umbria meridionale, citano abbondanti episodi torbiditici nei livelli dell'Oligocene basale provenienti dalla piattaforma carbonatica laziale-abruzzese, contenenti faune di mare sottile dell'Eocene superiore, Paleocene e Cretaceo superiore.

Confrontando le figure 12 e 24 risulta evidente la maggior estensione della piattaforma carbonatica nell'Eocene superiore (Calcare di Nago) rispetto al medio (Calcare di Torbole). Durante questo periodo essa progredì, verso Nord, Est e Sud. L'area ad Ovest del Lago di Garda e la Valle del Sarca, corrispondevano ad un bacino piuttosto profondo a sedimentazione prevalentemente marnosa (Scaglia cinerea). È probabile che il bacino si estendesse anche a Sud, dove i depositi marnosi affioranti hanno età eocenica inferiore (Castione) ed oligocenica inferiore (Porcino di Caprino Veronese).

Una rampa carbonatica bordava molto probabilmente tutto il margine occidentale e meridionale della piattaforma del Calcare di Nago. I depositi corrispondenti a tale rampa (Calcare di Malcesine) affiorano a Spiazzi, sul M. Baldo meridionale.

I sedimenti di piattaforma carbonatica del Calcare di Nago sono organizzati in cicli *thickening* e *coarsening upward*, interpretabili, in base alle analisi paleontologica e di facies, come cicli *shallowing upward*. Il ciclo modale (Fig. 17) è dato da facies fangose contenenti piccole percentuali di Foraminiferi planctonici e macroforaminiferi ap-

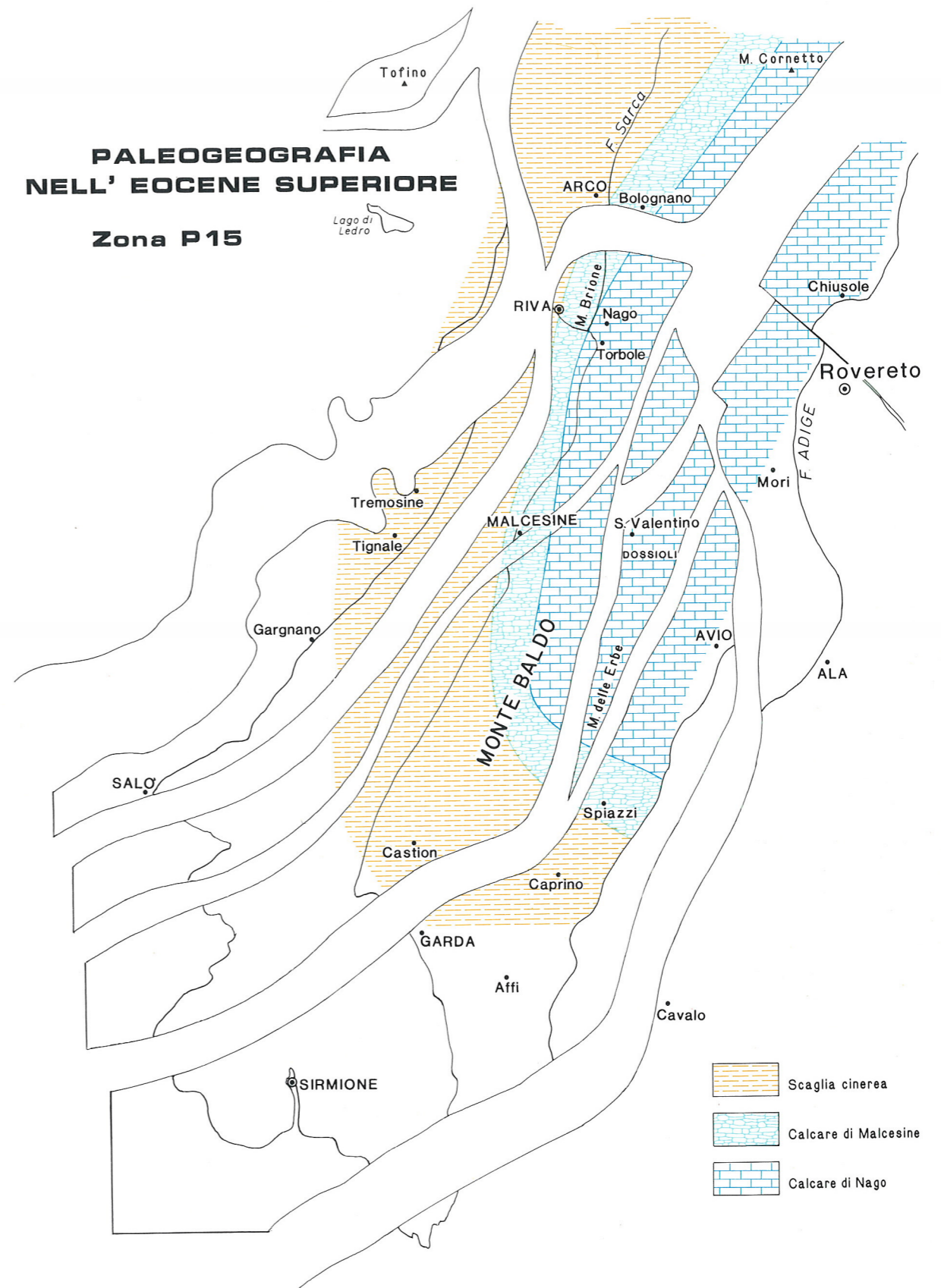


FIG. 24 - Carta paleogeografico-palinspastica della regione gardesana all'inizio dell'Eocene superiore (Zona P15, Blow 1979). La piattaforma carbonatica del Calcare di Nago è estesa a gran parte del margine occidentale del *Lessini Shelf*.

piattiti (Discocicline ed Operculine) alla base (facies A e B), passanti verso l'alto a facies calcarenitiche ben sciacquate (*grainstone*) grossolane a macroforaminiferi (Nummuliti) e rodoliti (facies C). Al tetto dei cicli, generalmente alla base della facies C, si sviluppano anche *patch reef* corallini (facies D).

La deposizione del Calcare di Nago era quindi controllata da una serie di improvvisi approfondimenti (innalzamenti relativi del livello marino) seguiti da graduali regressioni deposizionali. La zonazione del margine della piattaforma del Calcare di Nago, come espressa dal ciclo modale, risulta così costituita da una rampa distale, poco inclinata, collegata verso il largo agli ambienti più profondi e verso terra agli *shoal* sabbiosi del margine della piattaforma, con eventuali *patch reef* corallini (Fig. 20). Come si è detto precedentemente, nelle sezioni esaminate, le facies di scogliera si collocano spesso al di sotto della facies sabbiosa C. In questi casi si può ipotizzare una zonazione del margine, con una fascia più esterna a scogliere coralline ed una più interna caratterizzata da barre sabbiose subtidali.

I cicli minori del Calcare di Nago sono delimitati da superfici che indicano un approfondimento relativo del livello marino. Il riconoscimento di una sequenza di facies di questo tipo, delimitata da due superfici di trasgressione relativa e di spessore limitato, è alla base della definizione delle *parasequence* o parasequenze (VAN WAGONER *et al.* 1987), termine introdotto recentemente nell'ambito della stratigrafia delle sequenze deposizionali. Il Calcare di Nago si può quindi interpretare come un deposito di *highstand* costituito da un gruppo di parasequenze.

È difficile stabilire la natura eustatica o tettonica (scatti progressivi della subsidenza) dei cicli del Calcare di Nago. Sicuramente i cicli a scala minore individuati nella sezione di Nago sono più numerosi dei cicli eustatici di 3° ordine indicati nella curva di HAQ *et al.* (1987) tra la parte alta dell'Eocene medio ed il superiore.

Nella piattaforma del Calcare di Nago, i *boundstone* coralligeni non sono abbondanti nell'intervallo di tempo corrispondente alla parte alta dell'Eocene medio: essi sono rappresentati infatti, nelle sezioni studiate, solo a Nago, al tetto del 1° ciclo a grande scala e sono caratterizzati da un'estensione verticale e laterale molto limitata; probabilmente costituivano dei *patch reef* nel contesto di un margine di piattaforma prevalentemente "sabbioso".

Nella sezione di Monte delle Erbe, nella parte superiore, i calcari di scogliera hanno un'estensione laterale e verticale maggiore. La comunità co-

ralligena era caratterizzata da poche specie, con una predominanza di *Actinacis rollei* (corallo porritide). La presenza di una comunità a Coralli a bassa diversità specifica è stata attribuita da F.R. BOSELLINI e RUSSO (1988) ad un effetto ipotermico avvenuto al limite Eocene - Oligocene. La parte superiore della sezione di Monte delle Erbe è caratterizzata inoltre dalla presenza quasi esclusiva, tra i macroforaminiferi, di *Nummulites variolarius*, forma tipica dei bacini europei più settentrionali. La dominanza di *A. rollei* accompagnata dalla presenza di *N. variolarius* fa supporre che il deterioramento climatico verificatosi al limite Eocene - Oligocene possa aver iniziato a far sentire i suoi effetti già alla fine dell'Eocene.

La successione del Monte delle Erbe, dove era stato istituito il calcare omonimo da CASTELLARIN e CITA (1970b), considerato di età oligocenica, è in realtà riferibile interamente all'Eocene ed è quindi sinonimo del Calcare di Nago. La successione Acquenere, appartenente invece all'Oligocene inferiore, come già dimostrato dagli Autori sopra citati (1970a), risulta costituita da due unità litostigrafiche distinte: le Marne di Bolognano, di ambiente relativamente profondo alla base e facies neritico - lagunari al tetto, alle quali viene limitato il nome di Formazione Acquenere (F.R. BOSELLINI *et al.* 1988). Sulla base delle ricerche effettuate emerge quindi un quadro stratigrafico dei terreni paleogenici del M. Baldo sensibilmente diverso da quello precedentemente proposto (Fig. 25).

LA SEQUENZA DEPOSIZIONALE DI ACQUENERE (O1)

La sequenza O1 ha età compresa tra la parte sommitale dell'Eocene superiore e l'Oligocene inferiore. Essa è delimitata, alla base, dalla superficie di discontinuità legata all'esposizione subaerea del Calcare di Nago, come descritto nelle pagine precedenti. La corrispondente superficie di continuità bacinale è identificabile per la presenza di depositi di *lowstand* (torbiditi carbonatiche) riconoscibili nella successione bacinale affiorante nella Valle del Sarca (Varignano, Ponte Arche) (LUCIANI e LUCCHI GARAVELLO 1986, CASTELLARIN 1972, 1980). Il limite superiore di sequenza, pure associato ad una pronunciata discontinuità, è riconoscibile solo nelle poche località dove affiora la sequenza soprastante. Questo limite è ben esposto sul M. Brione, in Val di Gresta e sul M. Moscal (M. Baldo meridionale). La sequenza deposizionale di Acquenere comprende depositi di mare basso carbonatici e carbonatico - arenacei e depositi re-

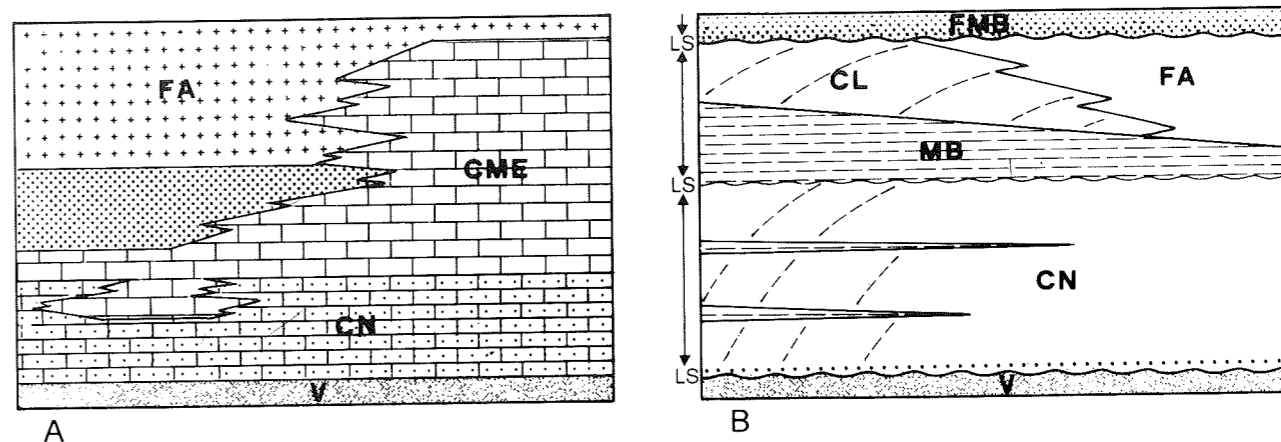


FIG. 25 - Schemi dei rapporti stratigrafici del Terziario del M. Baldo. A: secondo CASTELLARIN e CITA 1970c; B: secondo il presente lavoro. V: Vulcaniti basaltiche; CN: Calcare di Nago (Eocene medio p.p. - Eocene superiore); CME: Calcare del Monte delle Erbe (Oligocene inferiore, secondo CASTELLARIN e CITA 1970c); FA: Formazione Acquenere (Oligocene inferiore); MB: Marne di Bolognano (Eocene superiore p.p. - Oligocene inferiore); CL: Calcare di Linfano (Oligocene inferiore); FMB: Formazione di M. Brione (Oligocene superiore-Miocene inferiore); LS: Limite di sequenza.

lativamente profondi, prevalentemente marnoso - argillosi. In termini formazionali tali sedimenti sono espressi da:

- la Formazione Acquenere
- il Calcare di Linfano
- le Marne di Bolognano

LA FORMAZIONE ACQUENERE

È stata descritta da CASTELLARIN e CITA (1970a, pag. 122) come "una formazione a prevalente carattere detritico, costituita da marne, marne siltose, argille marnose con frustoli carboniosi, calcareniti più o meno arenacee molto ricche di Foraminiferi e, nei livelli più calcarei, di Melobesie".

Le aree di affioramento della formazione, che coincidono con l'area tipo ed una di riferimento, sono limitate al nucleo della sinclinale del Cavallo di Novezza, sui valloni che scendono dal Monte Baldo in prossimità della Malga Acquenere e alla parte meridionale della Val di Gresta (Pannone). Tale formazione si troverebbe, secondo gli Autori citati, al tetto del Calcare di Monte delle Erbe con il quale avrebbe pure rapporti eteropici.

La successione affiorante nei pressi di Malga Acquenere è costituita inferiormente da "argille marnose e marne argillose di colore plumbeo, fogliettate" (CASTELLARIN e CITA, *op. cit.*), il cui spessore affiorante (la base è coperta) è di 90 m circa. Queste marne argillose contengono, oltre ad una ricca microfauna bentonica descritta dagli Autori, anche una certa quantità di Foraminiferi planctonici che permettono di attribuirle all'Oligocene inferiore (Zona P18; BLOW 1979).

La parte superiore della Formazione Acquenere, così come definita da CASTELLARIN e CITA (1970a) è invece costituita da calcareniti arenacee di acqua sottile a Milioliti con frequenti laminazioni incrociate (*megaripple*) ed infine da bancate calcareo - arenacee (principalmente granuli di quarzo e selce) ricchissime di forme piuttosto evolute di *Nummulites fichteli*, che datano alla parte alta dell'Oligocene inferiore il tetto della successione. Lo spessore affiorante della facies francamente neritica è di 35 m circa.

Come si deduce dalle descrizioni precedenti, la successione di Acquenere risulta costituita da due unità litostigrafiche distinte, una marnoso - argillosa relativamente profonda alla base ed una calcareo arenacea di acqua bassa al tetto.

Facies marnoso - argillose di ambiente relativamente profondo dell'Oligocene inferiore, analoghe a quelle della parte inferiore della Formazione Acquenere *auct.* affiorano, come verrà precisato nel paragrafo seguente, in tutta la catena del M. Baldo, dai pressi di Caprino Veronese fino a Nago e ricoprono sempre con contatto netto il sottostante Calcare di Nago. Esse affiorano anche in tutta la Valle del Sarca fino a Ponte Arche e sulla dorsale del M. Stivo (Pannone, Val Bordala, Val di Cei). Questa unità è quindi ben identificabile ed ha estensione regionale. Nel presente lavoro essa è indicata col nome di Marne di Bolognano (*Mergel von Bolognano* di GÜMBEL 1896). Le marne della parte inferiore della Formazione Acquenere, come definita da CASTELLARIN e CITA (*op. cit.*), appartengono quindi alle Marne di Bolognano precedentemente citate. Infatti, anche nell'area della Malga Acquenere esse sono sovrapposte al

Calcare di Nago, il cui tetto affiora lungo la Strada Graziani, costituendo il fianco occidentale della sinclinale del M. Baldo.

La parte superiore della successione di Acquenere, rappresentata da facies calcareo - arenaceo neritico - lagunari, appartiene, dal punto di vista litostratigrafico, ad un'altra unità, chiaramente distinguibile da quella sottostante. È stato recentemente proposto (F.R. BOSELLINI *et. al.* 1988) di limitare il termine di Formazione Acquenere solo alla parte superiore, quella neritica.

Come si è visto nel capitolo precedente, la successione del Monte delle Erbe è costituita dal Calcare di Nago. Il contatto e l'apparente sovrapposizione stratigrafica della Formazione Acquenere con la successione del M. delle Erbe è di origine tettonica, come è mostrato nel profilo geologico di figura 21.

In base alla nuova definizione di Formazione Acquenere, come intesa in questo lavoro, anche i depositi prevalentemente arenacei di mare basso affioranti alla base della successione di M. Moscal possono essere indicati con questo nome formazionale. Essi affiorano per circa 50 m in prossimità dell'abitato di Cavaion, nella parte meridionale del monte, e, parzialmente coperti da detrito, al di

sotto delle pareti del monte stesso. Non sono esposti i rapporti con l'unità sottostante.

La successione è costituita prevalentemente da arenarie quarzose fini, argillose, laminate, generalmente non cementate, con sottili intercalazioni centimetriche più grossolane, all'interno delle quali sono concentrati vari frammenti conchigliari, indicanti molto probabilmente episodi di tempesta. Alla base le arenarie, ricche di Nummuliti (*N. fichteli* e *N. vascus*) sono organizzate in banchi più compatti a laminazione parallela ed incrociata a basso angolo. Nella tabella 1 sono indicate le principali caratteristiche granulometriche e composizionali di tali arenarie.

A circa metà della successione si osservano calcareniti arenacee grossolanamente laminate contenenti rari Nummuliti, abbondanti Miliolidi (*Triloculina*, *Quinqueloculina*, *Spiroloculina*) e Peneroplidi (*Archaias* e *Ciclicorbulina*). Tali sedimenti costituiscono tre strati con limite inferiore canalizzato e contengono *clay-chips* alla base. Essi probabilmente rappresentano riempimenti successivi di un canale.

Le arenarie contengono una frazione organica costituita prevalentemente da microforaminiferi bentonici tra i quali predominano generalmente i

generi di piattaforma interna, come *Asterigerina*, *Cibicides* spp., *Discorbis*, *Pararotalia*. Anche gli Ostracodi presenti (*Pokorniella*, *Leguminocythereis*, "*Quadracythere*") sono indicativi di bassa profondità. Sono presenti, inoltre, rari Otoliti, aculei di Echinidi e Pseudarcellidi. Le arenarie fini della Formazione Acquenere contengono anche una certa quantità di Foraminiferi planctonici quasi esclusivamente rimaneggiati, indicativi di numerose biozone dell'Eocene inferiore, medio e superiore (*Morozovella edgari*, *M. subbotinae*, *Turborotalia* gr. *cerroazulensis*, *Hantkenina* spp., *Globigerinatheka* spp., *Orbulinoides beckmanni* ecc.). Sono molto probabilmente poche le specie non rimaneggiate: "*Globigerina*" *tapuriensis* e *Tenuitella gemma*.

L'analisi micropaleontologica e sedimentologica indica che le sabbie fini della Formazione Acquenere del M. Moscal si depositarono molto probabilmente in un *offshore* di bassa profondità, su di una rampa priva di bruschi pendii, in ambiente di bassa energia idrodinamica (presenza di argilla). Periodici episodi di tempesta determinavano la deposizione dei livelli conchigliari più grossolani (Fig. 26).

Al tetto della successione arenacea di M. Moscal esiste una evidente discordanza angolare. La For-

mazione Acquenere, infatti, inclinata verso SW di 15°, è troncata e coperta da un conglomerato e dal soprastante Calcare di Incaffi che hanno giacitura suborizzontale. L'angolo di discordanza che si osserva è probabilmente da ricondurre al *tilting* tettonico subito dalla successione in questa località. Tenendo presente che si tratta di depositi terrigeni, la loro inclinazione sembra infatti troppo elevata per essere considerata deposizionale.

Nella Formazione Acquenere sono presenti, sin dalla base, esemplari mediamente evoluti di *Nummulites fichteli* in associazione con *N. vascus*, caratterizzanti la zona basale dell'Oligocene (Zona a *N. fichteli*, DROOGER e LAAGLAND 1986). I rari esemplari di Foraminiferi planctonici non rimaneggiati, *Tenuitella gemma* e "*Globigerina*" *tapuriensis*, tipici delle Zone P18 e P19 (BLOW 1979), confermano l'appartenenza della successione all'Oligocene inferiore. Non è escluso che i pochi metri al tetto della formazione, che non contengono Nummuliti ma solo Foraminiferi planctonici rimaneggiati, possano anche essere di età più recente.

IL CALCARE DI LINFANO

Questa formazione costituisce la parte inferiore del M. Brione ed è ben esposta sul lato orientale

TAB. 1 - Principali caratteristiche granulometriche e composizionali delle arenarie della Formazione Acquenere affioranti alla base della successione di M. Moscal

CAMPIONI	% SABBIA DECARBONATA	% FANGO < 62 μ	GRANULOMETRIA FRAZIONE SABBIOSA			% CaCO ₃
			Mean	ST. Dev.	Sk.	
A F 1	46.1	14.5	2.88 (136μ)	0.59	0.05	22.0
A F 3	62.3	18.6	2.80 (141μ)	0.58	0.10	17.5
A F 4	2.6	91.4	3.55 (85μ)	0.38	— 0.05	27.8
A F 5	11.0	74.2	3.05 (121μ)	0.59	0	28.2
A F 10	8.2	63.7	3.22 (107μ)	0.53	0	47.8
A F 11	11.3	66.4	3.42 (93μ)	0.40	— 0.09	36.7
A F 12	20.9	57.9	3.36 (97μ)	0.37	— 0.01	24.1
A F 17	27.7	52.3	3.43 (93μ)	0.37	— 0.04	26.1



Fig. 26 A



Fig. 26 B

FIG. 26 - A: La Formazione Acquenere caratterizzata, nella sua parte centrale, da alternanze decimetriche di peliti e arenarie conchigliari di probabile origine tempestiva. B: Carota raccolta 3 km al largo della costa della Georgia, mostrante un'alternanza peliti-arenarie conchigliari simile a quella della figura 26 A.

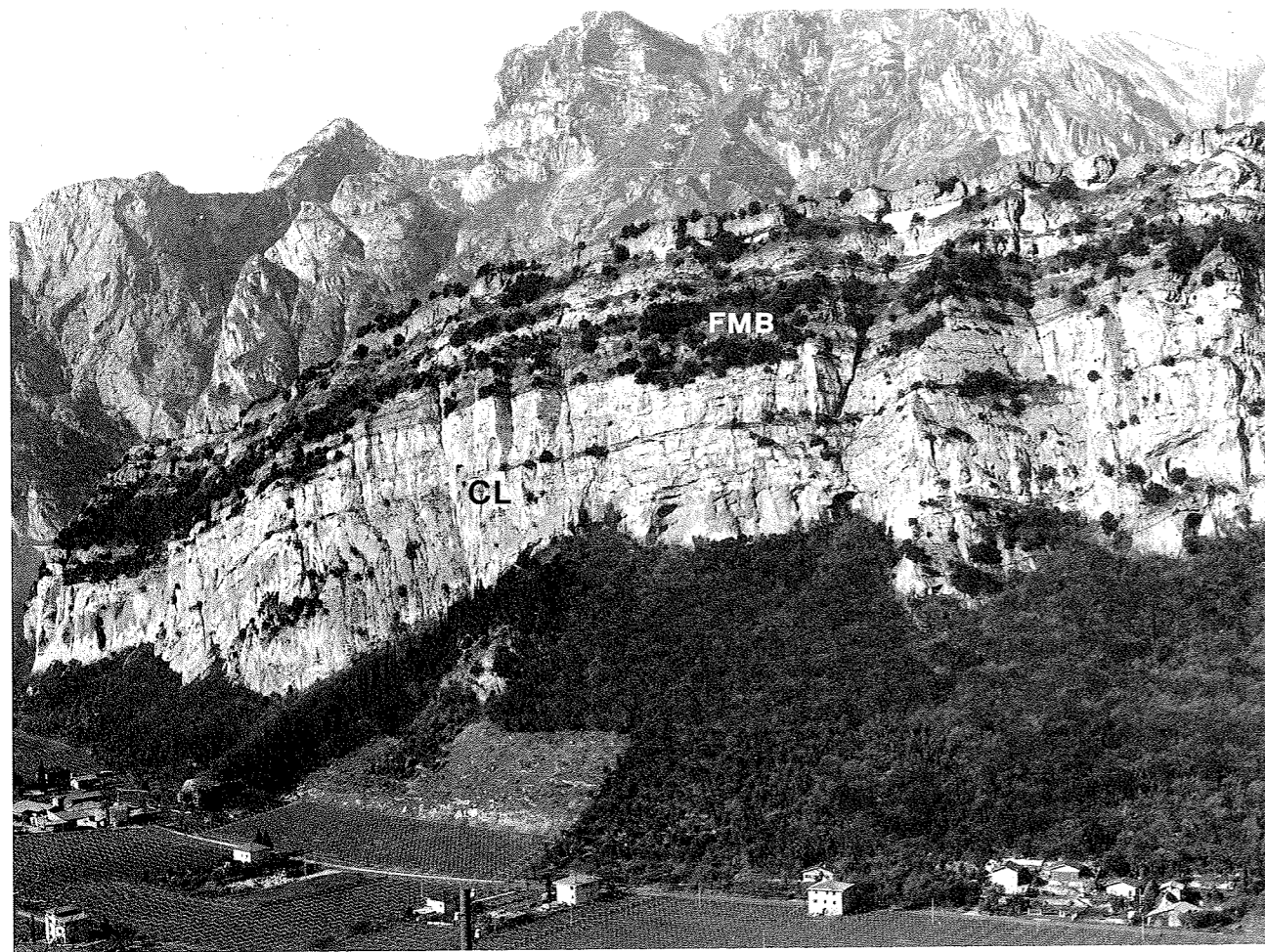


FIG. 27 - La scarpata orientale del M. Brione mostra in modo evidente il contatto tra il Calcarenite di Linfano (CL) e la sovrastante Formazione di M. Brione (FMB). Questo contatto è una discordanza regionale e rappresenta il limite tra le sequenze O1 e O2.

del monte, nei pressi della località omonima (Fig. 27). Altri affioramenti si trovano in Val di Gresta, presso Ronzo.

La formazione è stratigraficamente sovrapposta alle Marne di Bolognano, come è possibile osservare nel lato settentrionale del M. Brione, anche se il contatto diretto non è esposto. Il limite superiore, ben visibile su tutto il lato orientale di M. Brione, è rappresentato da una pronunciata superficie di discontinuità stratigrafica che separa il Calcarenite di Linfano dalla sovrastante Formazione di M. Brione (Fig. 28).

Il Calcarenite di Linfano è un corpo carbonatico cu-neiforme con clinostratificazioni molto evidenti (Fig. 29), che si ispessisce verso Sud da 100 a circa 250 metri (Fig. 28). Le osservazioni fatte sul lato settentrionale di M. Brione suggeriscono un ispessimento della formazione anche verso Ovest.

La successione di M. Brione è stata al centro dei più classici studi della stratigrafia del Terziario

delle Alpi Meridionali. Sono infatti numerosi i lavori in cui essa è stata descritta fin dal secolo scorso (LEPSIUS 1878, GÜMBEL 1896, VACECK 1903, FABIANI 1922, VENZO 1934, HAGN 1956, ULCIGRAI 1966). Nei profili di M. Brione eseguiti dagli Autori sopra citati, è rappresentato, al di sopra delle Marne di Bolognano, un banco "molto potente", corrispondente al Calcarenite di Linfano (100 m secondo FABIANI, 200 m secondo VENZO e HAGN), di "calcarei nulliporici" ai quali si sovrappone un altro banco, di circa una decina di metri, a *Lithothamnium* e Macroforaminiferi (*Lepidocyclina*, *Amphistegina*, *Operculina*, *Heterostegina*, ecc.). Molto contrastanti sono le opinioni riguardo l'età di questi affioramenti: secondo FABIANI essi rappresenterebbero l'intero Oligocene e l'Aquitano inferiore, secondo VENZO l'età sarebbe interamente oligocenica e per HAGN ed ULCIGRAI infine, gli affioramenti in questione avrebbero un'età oligocenica inferiore e media. Le analisi degli

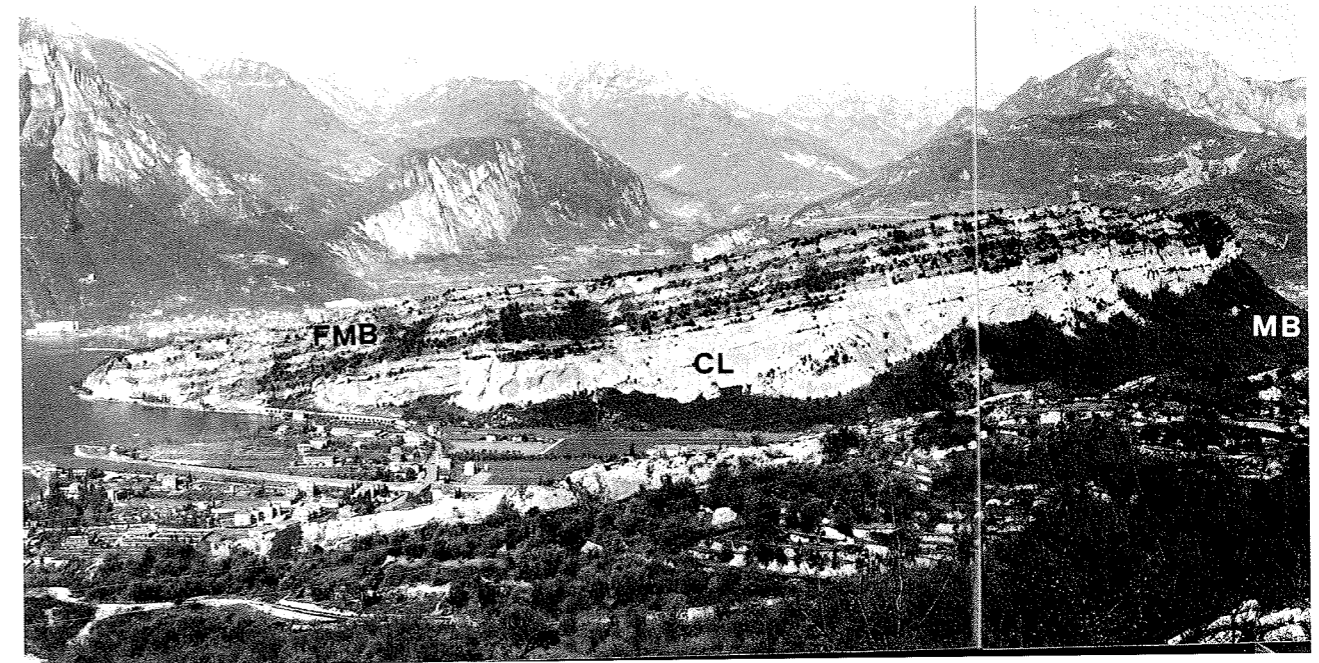


FIG. 28 - Il lato orientale del M. Brione mostra la sua stratigrafia generale, caratterizzata dal contatto tra il Calcarenite di Linfano (CL) e la sovrastante Formazione di M. Brione (FMB). Tale contatto corrisponde al limite tra le sequenze O1 e O2. Le Marne di Bolognano (MB) affiorano lungo il pendio, in gran parte coperto da vegetazione, visibile sul margine destro della foto.

Autori sono limitate agli affioramenti delle pendici sudorientali del M. Brione, che sono ben esposti lungo la strada che conduce da Torbole a Riva, a Nord del Lago di Garda. In realtà la parte basale del Calcarenite di Linfano è affiorante a Nord del M. Brione e comprende unità che non sono state descritte in precedenza.

Le osservazioni fatte in questo lavoro permettono di distinguere all'interno del Calcarenite di Linfano tre facies principali mostranti nel complesso una tendenza *shallowing upward*. Partendo dalla base esse comprendono:

a) biocalcareni (generalmente *packstone*) a stratificazione inizialmente poco evidente che diventa verso l'alto ondulata fino a diventare marcatamente nodulare. Si nota una tendenza *coarsening upward* nella tessitura. Questa unità basale presenta una leggera clinostratificazione ed affiora, come si è detto in precedenza, nella parte settentrionale del M. Brione. Essa ha spessore di circa 50 m ed è stratigraficamente sovrapposta alle Marne di Bolognano; inoltre è fortemente bioturbata come dimostrato dalle frequentissime tracce verticali (spesse fino a 3 - 4 cm) ed orizzontali. In alcuni punti si osservano livelli nei quali è riconoscibile una certa gradazione, ma in generale ogni possibile struttura sedimentaria è stata completamente cancellata dalla bioturbazione. I calcari sono in parte marnosi; nei 20 m circa sommitali

(nella parte più marcatamente nodulare) si hanno veri e propri livelli di calcari marnosi (65% di CaCO_3) ad andamento irregolare, di 5-10 cm di spessore. Non si osservano macrofossili, mentre sono abbondanti i frammenti di *Lithothamnium*, *Archaeolithothamnium*, *Lithoporella*, di Echinodermi e Briozoi. Sono inoltre presenti microbentoniti (*Nodosaridi*, *Textularidi*, *Lenticulina*, *Rotalia*, *Asterigerina*). Rari macroforaminiferi possono essere talora presenti verso il tetto dell'unità, all'interno degli strati calcarenitici più grossolani. Essi comprendono *Heterostegina depressa*, *Operculina complanata*, N. cfr. *incrassatus*, N. cfr. *vascus*, *Lepidocyclina* (N.) *praemarginata*. L'aspetto nodulare e le caratteristiche sedimentologiche di questa unità la rendono molto simile al Calcarenite di Malcesine, del quale ha, con ogni probabilità, pure lo stesso significato ambientale.

b) biocalcareni grossolani (*packstone* e *grainstone*) ricche soprattutto di frammenti algali con evidenti clinostratificazioni verso SW ($12^\circ - 15^\circ$) (Fig. 29). Le biocalcareni sono organizzate in piccole sequenze metriche, molto grossolane e massicce alla base, che diventano più fini e marnose verso l'alto. Il contenuto paleontologico è analogo a quello della facies a), con una netta prevalenza delle Alghe Corallinacee, abbondanti in noduli grossolani (rodoliti) specialmente alla base delle sequenze metriche sopra citate. La gra-

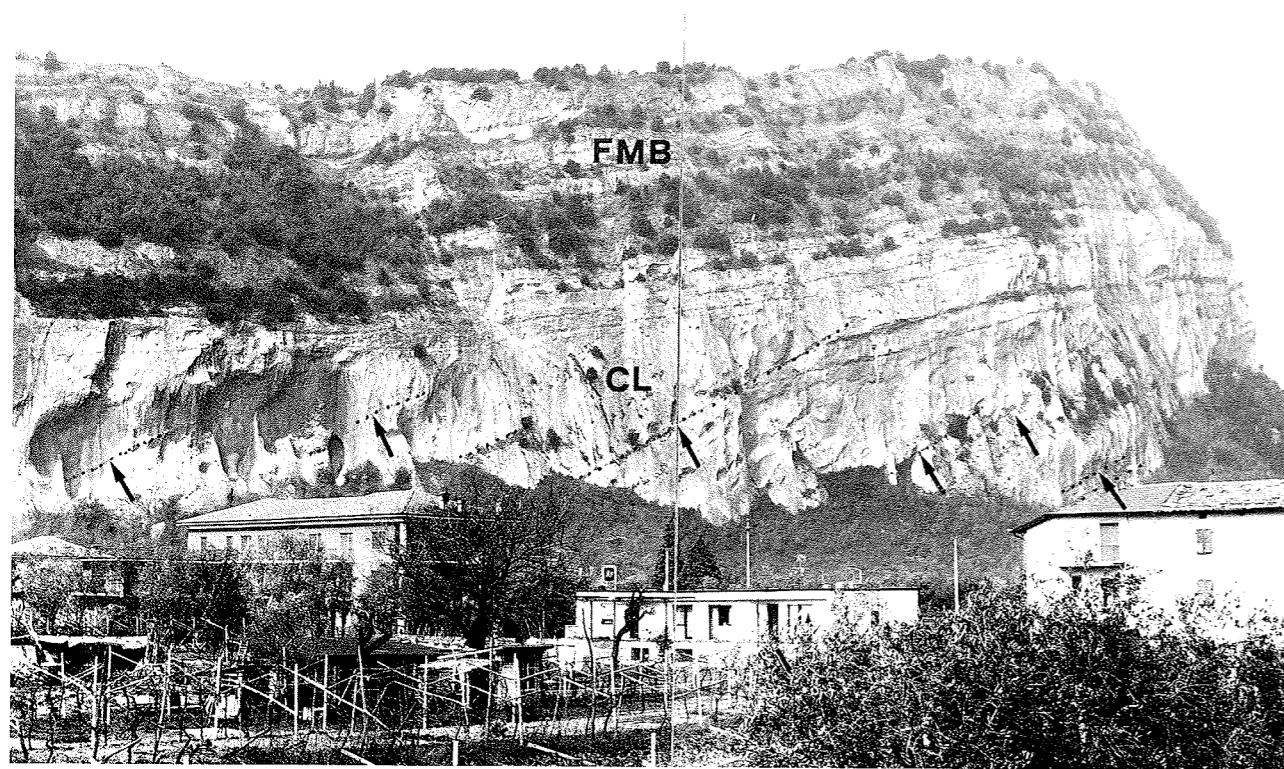


Fig. 29 - Il Calcare di Linfano (CL) con le sue evidenti clinostratificazioni (messe in risalto dalle frecce) ed il *toplap* di tetto. FMB: Formazione di M. Brione.

nulometria è in media notevolmente superiore a quella della facies precedentemente descritta. Questa unità costituisce la parte prevalente del Calcare di Linfano, ed ha spessore massimo di 175 m circa.

c) *grainstone* bioclastici a stratificazione orizzontale, di spessore metrico, ricchi in rodoliti, microbentonici (*Rotalia*, *Asterigerina*, *Gypsina*, *Textulariidae*). Essi contengono pure *Operculina complanata* e *Lepidocyclina* (N.) *praemarginata*. Questa facies è geometricamente discordante (*toplap*) rispetto ai sedimenti clinostratificati della facies sottostante (Fig. 29). Si osservano frequenti frecce bioclastiche grossolane (*storm layer*) che caratterizzano la base degli strati più spessi e presentano in qualche caso un contatto basale erosivo. In questa unità è presente anche una piccola componente terrigena (1-2% di granuli di quarzo e muscovite). Un livello marnoso di circa 50 cm separa questi *grainstone* dall'unità di tetto, costituita da una biocalcarenite grossolana massiccia di 7 m di spessore, fortemente bioturbata e glauconitica. Lo spessore complessivo della facies c) è di circa 20 m. La discordanza geometrica tra la facies di *toplap* e le calcarenite clinostratificate sottostanti era già stata osservata da VACECK (1903).

L'età del Calcare di Linfano è riferibile alla Zona a *Lepidocyclina* (*Nephrolepidina*) *praemargi-*

nata (DROOGER e LAAGLAND 1986), per la presenza della specie omonima a partire dai livelli basali (facies a) fino al tetto (facies c) della formazione. Tale biozona è generalmente considerata corrispondente alle biozone a Foraminiferi planctonici P20 e P21 (DE MULDER, 1975) o più probabilmente alla sola Zona P21 (DROOGER e LAAGLAND, 1986). Essa è normalmente considerata corrispondente in gran parte al Rupeliano. DROOGER e LAAGLAND (op. cit.) propongono invece che la base dalla Zona a *L. praemarginata* sia da ritenere coincidente con la base del Cattiano.

LE MARNE DI BOLOGNANO

Questa formazione di età Eocene superiore p.p. - Oligocene inferiore fu identificata per la prima volta da GÜMBEL (1896), che diede il nome di "*Mergel von Bolognano*" ai sedimenti marnoso-argillosi affioranti nei pressi della località omonima, a Nord di Riva del Garda, nella conca di Arco.

Le Marne di Bolognano affiorano su tutta la catena del M. Baldo, dai pressi di Caprino Veronese (Porcino) fino a Nago, e ricoprono sempre con contatto netto il sottostante Calcare di Nago (Spiazzi, Cambrigar - Vallone Osanna, Passo Noveza, Malga Trembari, Malga Artillone, Malga Bes) (Fig. 30). La formazione affiora anche in

tutta la Valle del Sarca (M. Brione, Bolognano, Varignano) fino a Ponte Arche ("Argille marnose di Ponte Arche", CASTELLARIN 1972).

A Varignano e Ponte Arche le Marne di Bolognano fanno parte, costituendone la sommità, della successione bacinale continua della Scaglia cinerea. In questa località, alla base delle Marne di Bolognano, si hanno numerose torbiditi carbonatiche "patologiche" (BOSELLINI 1989), alcune anche molto grossolane contenenti Nummuliti, Discoyclinidi, rodoliti, Echinodermi, Briozoi, Coralli. Infine, la formazione affiora pure sulla dorsale del M. Stivo (Pannone, Val di Cei, Val Bordala), sempre al di sopra del Calcare di Nago.

Le Marne di Bolognano affioranti alla base del M. Brione sono note da tempo in letteratura. I primi studi su di esse risalgono infatti al 1896 e 1899 e si devono rispettivamente a GÜMBEL ed a VACECK. In seguito esse furono studiate da SCHUBERT (1900 a, 1900b, 1902), ancora da VACECK (1903, 1911), FABIANI (1922, 1930), VENZO (1934), CUSHMAN (1937), HAGN (1956), LINDENBERG (1966), CASTELLARIN e CITA (1969b). Tali marne furono alternativamente attribuite al Priaboniano o all'Oligocene inferiore. GÜMBEL, VACECK, SCHUBERT e CUSHMAN (opp. cit.) le riferirono all'Oligocene inferiore basandosi principal-

mente sulla presenza del microforaminifero bentonico *Clavulina szaboi* e per confronti fatti con le associazioni oligoceniche inferiori delle "Ofener Mergel" e degli "haringer Schichten" delle Alpi Bavaresi. Più recentemente LINDENBERG (1966) mantenne la stessa attribuzione cronologica sulla base di studi biometrici condotti su una popolazione di *Bolivina vacecki bavarica*. Infine CASTELLARIN e CITA (1969b), analizzando l'associazione a Foraminiferi planctonici, hanno considerato le marne appartenenti all'Oligocene basale e precisamente riferibili alla Zona a *Globigerina tapuriensis*. FABIANI (1922, 1930), VENZO (1934) e HAGN (1956) hanno ritenuto invece priaboniana l'età delle marne in questione, considerandole equivalenti degli "Strati di Priabona" del Vicentino.

Il contenuto di CaCO₃ delle Marne di Bolognano è generalmente di poco superiore al 48%, ma verso l'alto i valori decrescono fino a 25-30%. Nella successione di Varignano la parte oligocenica risulta più argillosa di quella eocenica superiore: si passa da valori medi prossimi al 50-60%, al di sotto del limite Eocene - Oligocene, a valori inferiori al 40% al di sopra di detto limite.

La successione delle Marne di Bolognano presenta il massimo spessore nella Valle del Sarca,

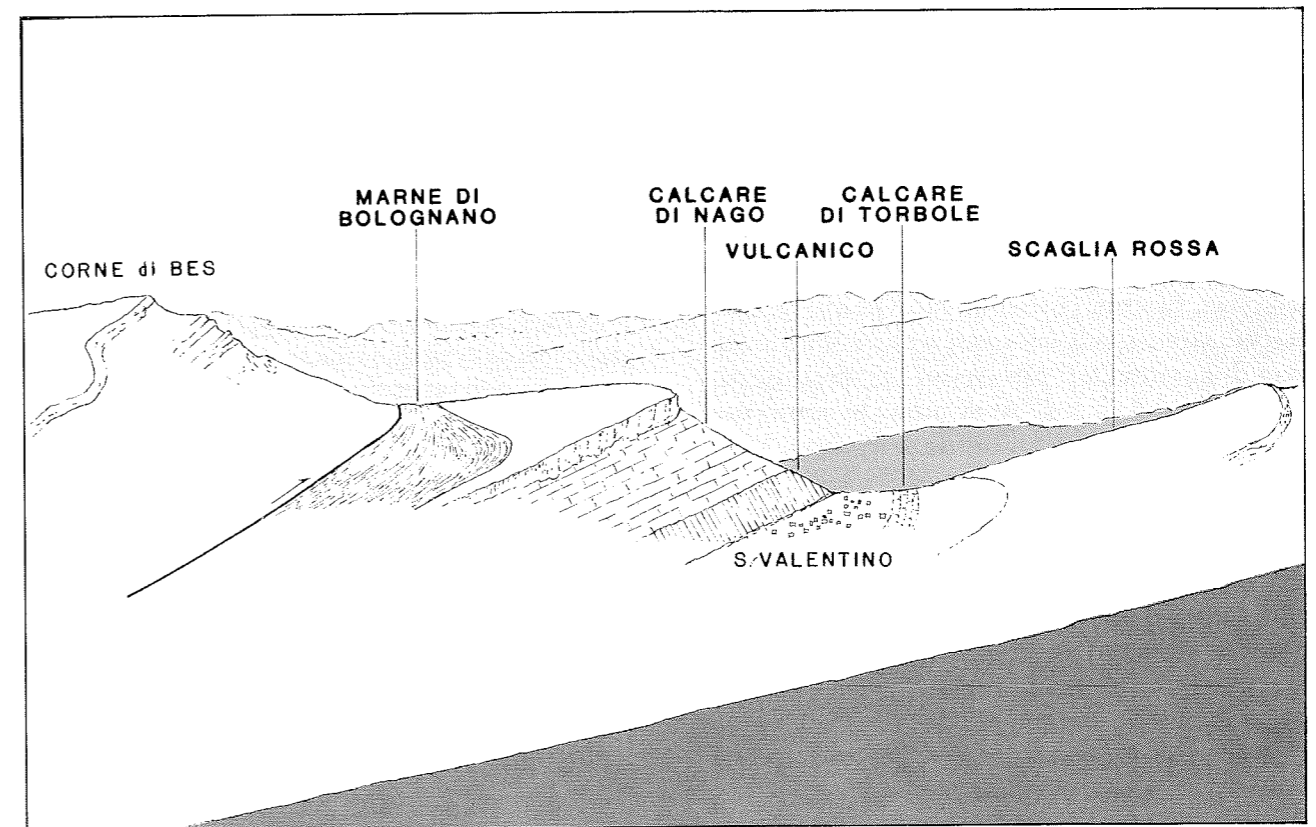


Fig. 30 - Panorama da Sud del Passo di S. Valentino e delle Corne de Bes. Si osservi il brusco contatto tra il tetto del Calcare di Nago e le sovrastanti Marne di Bolognano.

tra Nago e M. Brione: tra il tetto del sottostante Calcarea di Nago e la base del soprastante Calcarea di Linfano, si ricava dal profilo geologico uno spessore probabile superiore a 300 m (Fig. 31). Spessori più ridotti si hanno sulla dorsale del M. Baldo: a Passo Novezza lo spessore è di poco superiore a 100 m. Al tetto della formazione, in quest'ultima località, affiora la Formazione Acquenera.

indicanti una minore profondità nell'ambiente di sedimentazione alla base delle Marne di Bolognano, con rapporti plancton/benthos di poco superiori o coincidenti con l'unità. Più a Nord, in Val Bordala e Val di Cei, si registra nuovamente un approfondimento nell'ambiente di sedimentazione alla base della formazione.

Oltre che lateralmente, dal bacino alla dorsale, è possibile constatare una tendenza ad una mino-

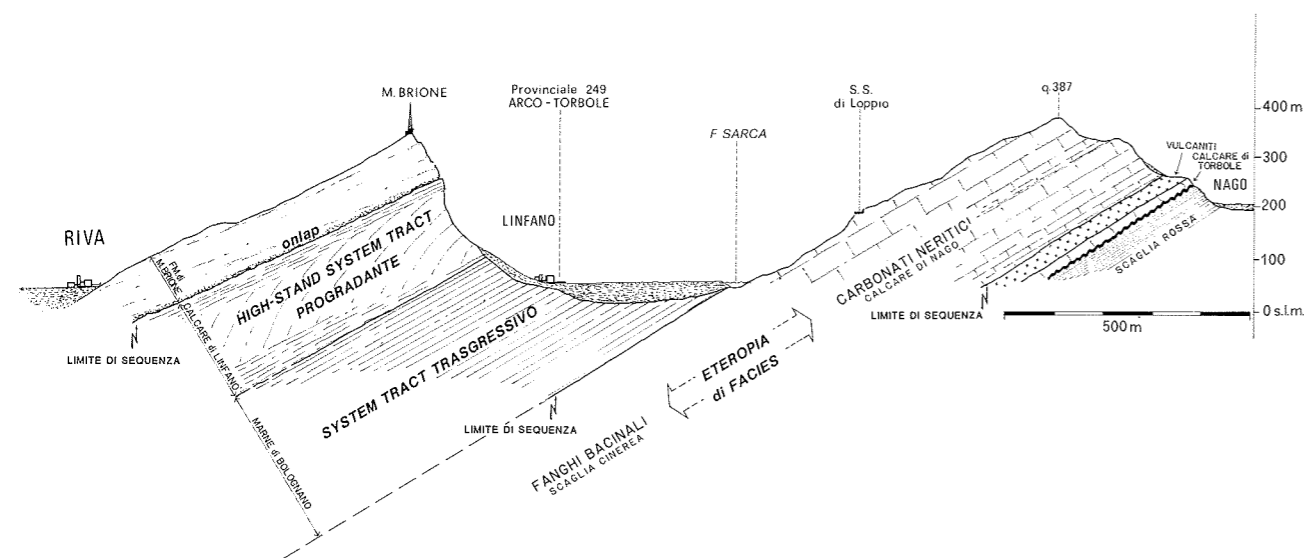


FIG. 31 - Profilo geologico EW attraverso la Valle del Sarca ed il M. Brione. Sono chiaramente visibili le varie sequenze deposizionali ed i loro elementi costitutivi. Si notino il forte spessore delle Marne di Bolognano, le geometrie di progradazione del Calcarea di Linfano e l'onlap della Formazione di M. Brione sulla superficie di discordanza. (da LUCIANI 1988c, modificato).

Paleoprofondità

Le Marne di Bolognano sono generalmente riferibili ad un ambiente relativamente profondo. Esse contengono Foraminiferi planctonici, microbentonici, Briozoi, Ostracodi, rari Otoliti, denti di Pesci e nanofossili calcarei. Le percentuali maggiori di Foraminiferi planctonici (rapporti plancton/benthos di circa 3 - 4) si hanno in corrispondenza delle aree bacinali (Spiazzi, Porcino, Varignano, Val d'Ir, M. Brione). In queste associazioni le caratteristiche della microfauna bentonica sono indicative di ambiente batiale superiore. Sono piuttosto frequenti Uvigerine, Nodosaridi, Lenticuline, Gyroidine e Pullenie. Nei livelli basali delle marne affioranti a Cambrigar gli Ostracodi presenti (*Bayrda* gr. *subdeltoidea*, *Cytherella transversa*, *Bitocytris*, *Bayrdoppillata gliberti*, *Xestoleberis* sp., *Parakryte* sp.) confermano un ambiente di deposizione relativamente profondo.

Nella parte centrale della dorsale del M. Baldo (Passo Novezza, Malga Trembari, S. Valentino) ed in Val di Gresta (Pannone) si notano associazioni

re profondità anche dalla base al tetto della formazione. Questa tendenza *shallowing - upward* è ben individuabile al M. Brione, Passo Novezza, Val di Gresta (Pannone, Ronzo) dove sono esposti i contatti con la formazione soprastante. In quest'ultima area, in cui la base delle Marne di Bolognano è, come detto precedentemente, di ambiente non molto profondo, questa tendenza risulta particolarmente evidente: al tetto risultano praticamente assenti i Foraminiferi planctonici mentre è frequente, oltre ai microbentonici, *Operculina complanata* che indica una probabile paleoprofondità non superiore ai 100 m.

Come detto in precedenza, torbiditi grossolani sono frequenti, specialmente alla base della formazione nelle successioni bacinali. Oltre a torbiditi carbonatiche, a Varignano si osservano pure numerose e sottili (da 10 a 20 cm in media) torbiditi terrigeni di colore scuro, non cementate. L'analisi petrografica ha rivelato la presenza di plagioclasti e biotite con una minore quantità di quarzo, tra i minerali prevalenti, apatite e zircono

tra gli accessori ed ancora di calcite derivata dal plagioclasio, clorite, granulazioni di ossidi di ferro e titanio, presenti come minerali secondari. In base all'analisi dei minerali, che risultano prevalentemente di origine magmatica (quarzo e plagioclasti), la provenienza degli apporti è probabilmente da ricercarsi in una roccia magmatica di tipo tonalitico o, meno facilmente, dato che è assente il quarzo metamorfico, in una metamorfite di tipo micascisto biotitico.

Considerazioni cronobiostratigrafiche

Come è stato detto nel paragrafo precedente, le Marne di Bolognano affiorano su tutta la dorsale del M. Baldo fino alla Val Bordala e Val di Cei, dove ricoprono la piattaforma dell'Eocene superiore (Calcarea di Nago), e nella Valle del Sarca dove fanno invece parte dalla successione bacinale della Scaglia cinerea. Nella Valle del Sarca, a Varignano, la distinzione tra la Scaglia cinerea e le Marne di Bolognano può essere basata sulla presenza, al limite tra le due formazioni, di massicci apporti carbonatici risedimentati. Interpretando questi depositi come sedimenti di *lowstand*, legati cioè all'esposizione ed erosione della piattaforma del Calcarea di Nago, essi rappresentano il primo deposito della sequenza O1. Le torbiditi carbonatiche sono intercalate all'interno dei livelli riferibili del tetto dell'Eocene superiore (Zona a *Turborotalia c. cunialensis*, LUCIANI e LUCCHI GARAVELLO 1986).

Sulla dorsale M. Baldo - M. Bondone la base delle Marne di Bolognano è riferibile invece alla parte inferiore dell'Oligocene ed in particolare alla Zona P18 (BLOW 1979) che corrisponde alla parte inferiore della Zona a *Cassigerinella chipolensis - Pseudohastigerina micra* di BOLLI (1966).

Come detto in precedenza, alcune associazioni della dorsale del M. Baldo e della Val di Gresta rivelano una minore profondità nell'ambiente di sedimentazione. Essendo i Foraminiferi planctonici scarsamente rappresentati, si potrebbe pensare che l'assenza delle forme eoceniche superiori sia dovuta a ragioni ecologiche. D'altra parte la presenza di "*G.*" *tapuriensis* conferma la prossimità all'Oligocene inferiore dei livelli in questione.

Di alcuni campioni provenienti dalla base del M. Brione, dalla Val di Cei e Val Bordala sono state anche osservate le associazioni a nanofossili calcarei. Queste sono costituite principalmente da: *Coccolitus pelagicus*, *Cyclicargolithus floridanum*, *Ericsonia formosa*, *Reticulofenestra umbilica*, *Lanternithus minutus*, *Zijgrhablithus bijugatus*, *Dictyococcites bisectus*, *Helicosphaera com-*

pacta, *Sphenolithus pseudoradians*, *S. praedistentus*. Tali associazioni sono caratteristiche dell'Oligocene inferiore ed in particolare della Zona CP16b (OKADA and BUKRY 1980).

La parte superiore delle Marne di Bolognano è ancora riferibile all'Oligocene inferiore. Sul lato settentrionale del M. Brione sono stati raccolti alcuni campioni al tetto della formazione, vicini al contatto con il soprastante Calcarea di Linfano. Questi campioni mostrano un'associazione a Foraminiferi planctonici simile a quelle precedenti, nella quale si nota però l'assenza delle *Pseudohastigerine*; ciò è stato notato anche in alcuni campioni della Val di Cei. La scomparsa delle *Pseudohastigerine* è un *datum event* usato nelle biozonazioni di bassa e media latitudine per identificare la porzione più bassa dell'Oligocene. È possibile quindi che i livelli sommitali delle Marne di Bolognano affioranti al M. Brione e nella Val di Cei siano da ritenersi al di sopra o molto vicini al livello di estinzione delle *Pseudohastigerine*, ed appartengano al tetto della Zona a *C. chipolensis - P. micra* o alla base della Zona a "*Globigerina*" *ampliapertura* (BOLLI 1966). Secondo le distribuzioni stratigrafiche di bassa latitudine la parte alta della Zona a *C. chipolensis - P. micra*, corrispondente alla P19 di BLOW (1979), dovrebbe essere caratterizzata da *Globoquadra sellii*. Nei livelli esaminati del M. Brione e della Val di Cei, non sono stati identificati tipici esemplari della specie suddetta; la comparsa tardiva di *G. sellii* è però riportata in numerose sezioni del Mediterraneo (BIZON e BIZON 1972, NOCCHI *et al.*, in stampa). Inoltre, i campioni della Val di Cei che non contengono più *Pseudohastigerine*, presentano un'associazione a nanofossili simile alle precedenti ma contenente anche *Sphenolithus distentus* la cui comparsa caratterizza la base della Zona CP18, normalmente considerata corrispondente alla parte alta della Zona P19 ed alla P20 di BLOW (1979).

EVOLUZIONE PALEOGEOGRAFICA DURANTE LA SEQUENZA O1

La sequenza O1 è limitata alla base dalla superficie di disconformità riconoscibile al tetto della piattaforma carbonatica dell'Eocene superiore (Calcarea di Nago). La corrispondente superficie di continuità bacinale è rintracciabile nei depositi della Scaglia cinerea dove (Varignano e Ponte Pià), in corrispondenza del tetto dell'Eocene (Zona a *Turborotalia c. cunialensis*, LUCIANI e LUCCHI GARAVELLO 1986), sono presenti torbiditi carbonatiche provenienti dalla vicina piattaforma e interpretabili come depositi di *lowstand*.

ZANCHE *et al.* 1977). Il carattere marcatamente terrigeno della Formazione Acquenere di M. Moscal indica chiaramente che vi era erosione di terre emerse verso Nord e NE (CASTELLARIN e FARABEGOLI 1974) e che erano intaccati anche i terreni pregiurassici.

La Formazione Acquenere di M. Moscal, inclinata di circa 15° verso SW, è troncata da una netta superficie di discordanza su cui è adagiato un conglomerato a matrice fortemente glauconitica, con abbondanti macrofossili (*Scutella*, Pectinidi ecc.) che costituisce la base del sovrastante Calcarea di Incaffi di età oligocenica superiore (Sequenza O2) (Figg. 33 e 35). Anche il Calcarea di Linfano, affiorante al M. Brione, presenta al tetto una pronunciata disconformità che ne testimonia l'esposizione subaerea. Al di sopra sta la Formazione di M. Brione di età Oligocene superiore p.p. - Miocene inferiore, che presenta alla base una arenaria grossolana fortemente glauconitica (Fig. 28). L'analisi biostratigrafica permette di correlare la discordanza di M. Moscal con quella presente al M. Brione, all'estremità Nord del Lago di Garda (LUCIANI 1988b) e quindi mette in evidenza il suo carattere regionale. L'idea più immediata è di associare questa discordanza cattiana con il pronunciatissimo abbassamento del livello marino verificatosi 30 Ma fa, al limite Rupeliano - Cattiano (HAQ *et al.* 1987). Ma la discordanza angolare di M. Moscal pone qualche dubbio sulla natura puramente eustatica del fenomeno. Anche se l'argomento non rientra negli scopi di questo studio,

vale la pena di ricordare che l'Oligocene è un periodo di intensa attività tettonica nelle Alpi Meridionali (TRÜMPY 1973, GAETANI e JADOU 1979, BRACK 1981, MASSARI *et al.* 1986, GELATI *et al.* 1988). Inoltre esiste un certo lasso di tempo (tuttavia difficilmente quantificabile), tra l'età della base del Calcarea di Incaffi e quella del *lowstand* cattiano riportato nelle già citate carte di HAQ *et al.* 1987). Anche se questo ritardo può essere spiegato dal progressivo *onlap* della trasgressione sul carapace della piattaforma, è opinione di chi scrive che la marcata discordanza stratigrafica presente nelle successioni oligoceniche del Veneto occidentale sia, almeno in parte, anche di origine tettonica.

LA SEQUENZA DEPOSIZIONALE DI M. BRIONE (O2)

Cronologicamente, la sequenza O2 è compresa nell'Oligocene superiore. Essa è riconoscibile solo nelle poche località in cui affiorano i terreni di questa età, che sono i più recenti tra quelli dell'area studiata. La sequenza è esposta al M. Brione ed al M. Moscal, rispettivamente a Nord e a Sud del M. Baldo. In entrambe le località il limite di sequenza inferiore è molto netto: la superficie di discontinuità stratigrafica è evidenziata dalla presenza, alla base delle formazioni costituenti la sequenza, di arenarie scure glauconitiche (M. Brione) e di un conglomerato grossolano glauconitico (M. Moscal).

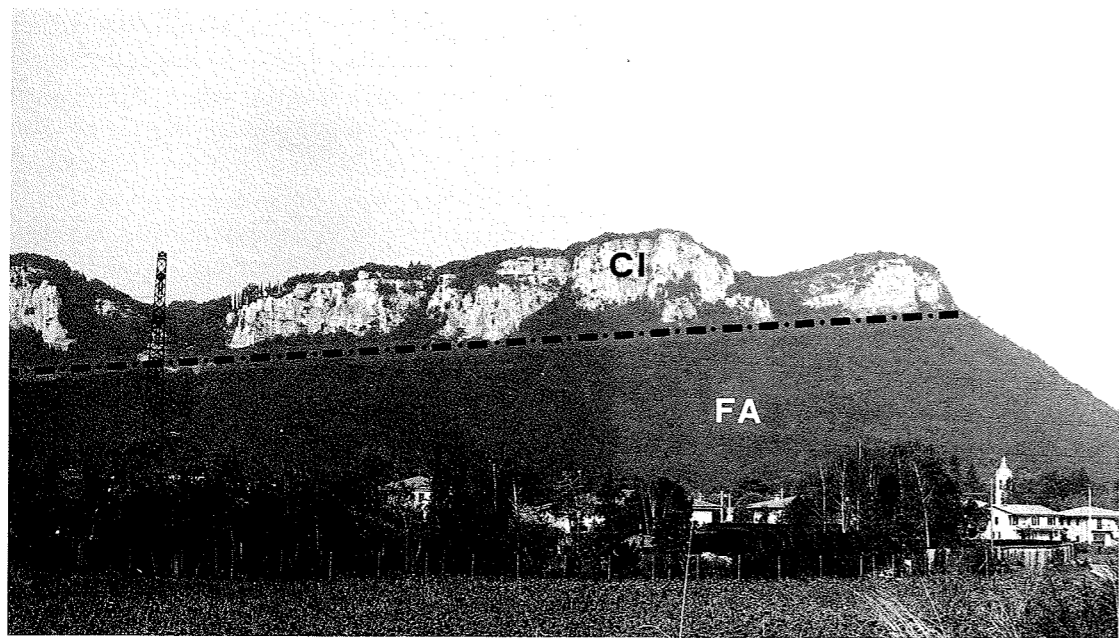


FIG. 33 - Veduta di M. Moscal da Est. La linea tratteggiata indica la marcata discordanza tra la Formazione Acquenere (FA), inclinata di 15° verso SW, ed il sovrastante Calcarea di Incaffi (CI) che forma i dirupi rocciosi. Tale discordanza corrisponde al limite tra le sequenze O1 e O2.

La sequenza O2 è rappresentata da due formazioni: il Calcarea di Incaffi (M. Moscal) e la Formazione di M. Brione (M. Brione). Quest'ultima, prevalentemente marnosa e marnoso-arenacea, contiene abbondante plancton calcareo che suggerisce la sua deposizione in un ambiente marino aperto e piuttosto profondo. Nel Calcarea di Incaffi si individua un approfondimento graduale nella parte inferiore, a cui segue una progressiva diminuzione della profondità nell'ambiente di sedimentazione.

Il limite di sequenza superiore è preservato solo al M. Moscal, dove, al tetto del Calcarea di Incaffi, affiora una netta superficie di discontinuità (Fig. 35). Tale superficie separa la sequenza O2 da un'altra unità calcarea-arenacea di mare basso (la base della sequenza deposizionale successiva, M1), la quale affiora solo al M. Moscal ed ha uno spessore molto ridotto (10 m).

L'analisi biostratigrafica delle formazioni costituenti la sequenza O2 indica che la Formazione di M. Brione si estende cronologicamente al di sopra del limite di sequenza superiore presente a M. Moscal. La sua parte superiore, sempre in termini di età, è quindi equivalente all'unità calcarea-arenacea di M. Moscal, alla quale si è sopra accennato. È evidente perciò che la superficie di discontinuità stratigrafica preservata al M. Moscal corri-

sponde, al M. Brione, ad una superficie di continuità, dato che, come si è visto, la Formazione di M. Brione è rappresentata da depositi bacinali piuttosto profondi.

IL CALCAREA DI INCAFFI

Questa formazione affiora sul M. Moscal (M. Baldo meridionale), presso Affi. Costituisce le pareti rocciose del lato orientale del monte (Fig. 33) ed è sfruttata come pietra da costruzione nella cava di Incaffi (Fig. 34).

Il contatto con la sottostante Formazione Acquenere è disconforme; esso affiora solo in località Castello, mentre il resto della successione, compresa la discontinuità che separa il Calcarea di Incaffi dall'unità soprastante, è ben esposta nella cava di Incaffi. Benché non sia possibile una correlazione fisica diretta tra i due affioramenti, le osservazioni di campagna indicano che, data la giacitura degli strati, l'intervallo mancante alla base non supera certamente la decina di metri di spessore (Fig. 35).

La successione di M. Moscal è nota, nella letteratura geologica delle Alpi Meridionali, sin dalla fine del secolo scorso. Essa fu studiata da NICOLIS (1884) che cita una ricca ittiofauna proveniente dal Calcarea di Incaffi. Essa, descritta da BASSANI

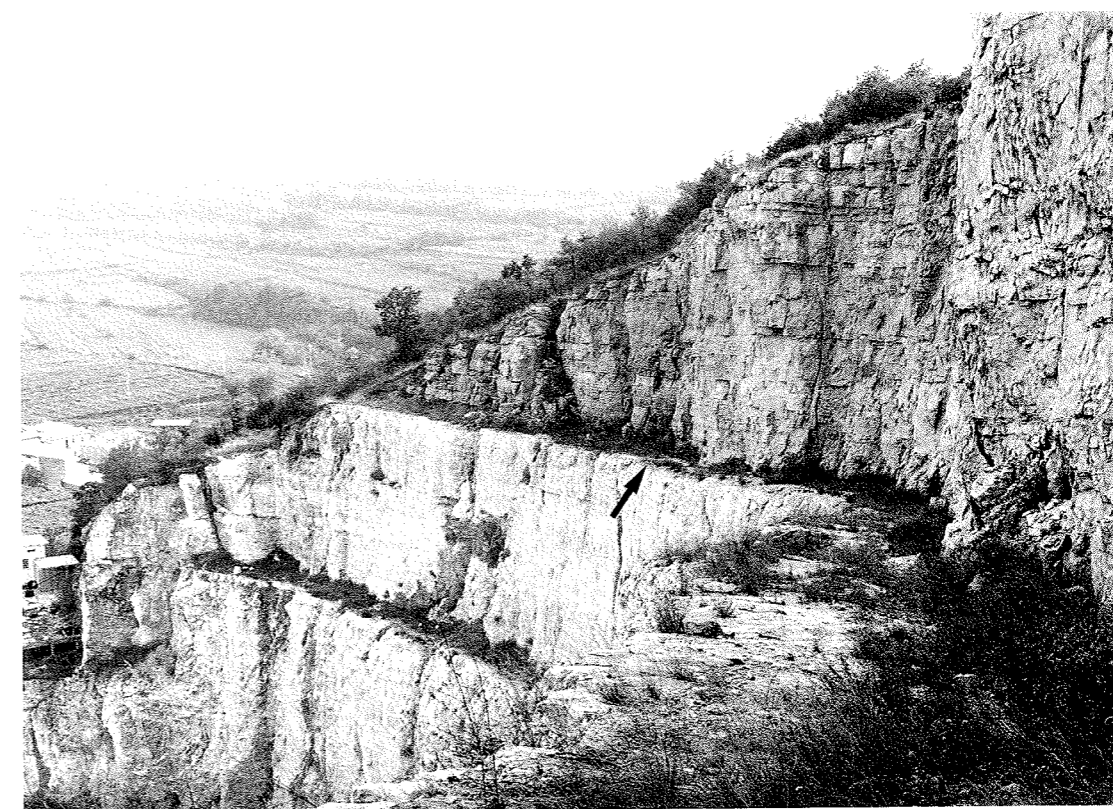


FIG. 34 - Le calcareniti ben stratificate del Calcarea di Incaffi nella cava presso Affi e le calcareniti glauconitiche (più scure) al tetto. La freccia indica la discordanza che separa le due litologie (limite tra le sequenze O2 e M1).

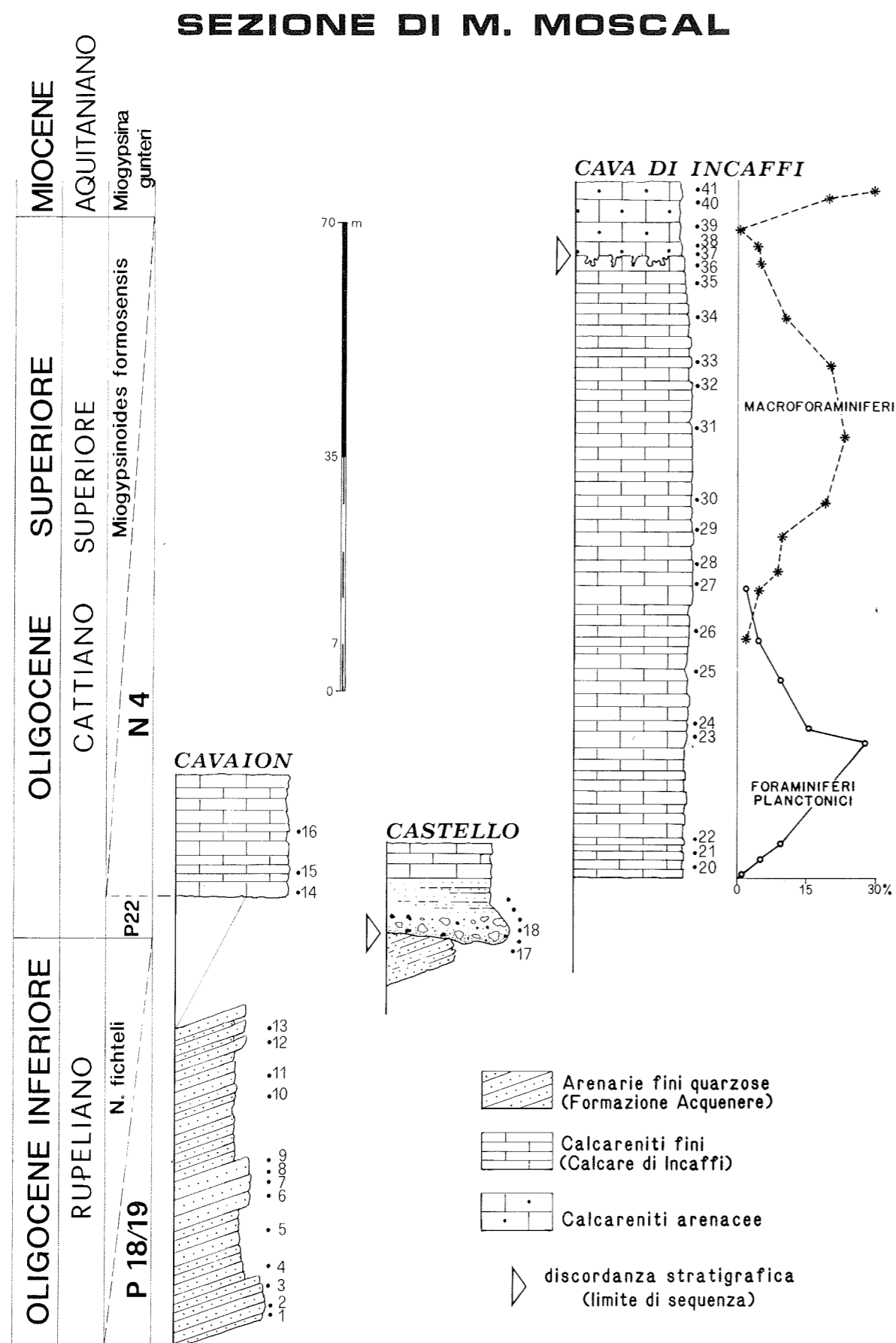


FIG. 35 - Colonna stratigrafica della successione di M. Moscal. Le suddivisioni zionali sono quelle di DROOGER e LAAGLAND (1986) per i macroforaminiferi e di BLOW (1979) per i Foraminiferi Planctonici, considerando la Zona N4 a distribuzione totale.

(1883), è ora affidata al Museo di Storia Naturale di Verona. NICOLIS trovò inoltre numerosi Echinidi e Pelecipodi e attribuì l'insieme della fauna al Miocene inferiore. Successivamente FABIANI (1915) incluse il M. Moscal nel quadro dei suoi classici studi sul Terziario Veneto, e datò il conglomerato alla base del Calcare di Incaffi al passaggio Oligocene - Miocene, così come le arenarie sottostanti. VENZO (1934) infine considerò aquitaniano il conglomerato trasgressivo e langhiana gran parte della successione soprastante, per la presenza di alcune specie di *Clamys*, diffuse, secondo l'Autore, nel Langhiano del Friuli, di Francia, Portogallo e Austria.

La base del Calcare di Incaffi comprende un conglomerato (5 m) molto grossolano con una matrice sabbiosa ricca di granuli glauconitici e con un'alta concentrazione di fossili. Tra questi sono riconoscibili Scutelle, Pectinidi, Operculine (*O. complanata*) con rari *N. vascus*, molto probabilmente rimaneggiati, ed infine microbentonici (*Bolivina*, *Lenticulina*, *Lingulinidae*, *Rotalia*, *Textulariidae*, *Acervulinidae*). È possibile riconoscere una superficie lievemente canalizzata a circa 3 m dalla base, caratterizzata da abbondante glauconite ed ancora da una "lumachella" a macrofossili. La rimanente successione del Calcare di Incaffi, piuttosto monotona, è data da calcareniti fini biancastre (generalmente *packstone*) in strati regolari, piano - paralleli di spessore medio di 5 - 10 cm.

Nella parte superiore della successione sono visibili (versante occidentale del M. Moscal) alcune clinostratificazioni orientate verso Sud, collegate alla migrazione laterale delle barre carbonatico - bioclastiche. A tratti si osservano plaghe decimetriche irregolari a granulometria superiore, difficilmente riconducibili all'azione di correnti data la completa assenza di strutture, probabilmente dovute a bioturbazione o a diagenesi. Verso il tetto della formazione, nella cava, sono presenti due potenti bancate di *boundstone* algali, di spessore 3 e 5 metri rispettivamente.

A differenza delle osservazioni fisico - macroscopiche, l'analisi microscopica permette di individuare all'interno del Calcare di Incaffi diversi trend (Fig. 35). È possibile infatti notare come, a partire dalla parte sommitale del conglomerato basale, la percentuale di Foraminiferi planctonici aumenti verso l'alto, per poi decrescere nuovamente a partire da poco meno della metà della successione, venendo gradualmente rimpiazzata da macroforaminiferi. Questi ultimi comprendono *Miogypsinoidea formosensis* (camp. 16 e dal camp. 28), *M. bantamensis* (dal camp. 30), *Nephrolepidina morgani*, *Eulepidina dilatata*, *Operculina complanata*, *Spiroclypeus blanckenhorni*,

Amphistegina lessoni. I Foraminiferi planctonici comprendono: *Globigerina* gr. *ciperoensis*, *G. gr. ouachitaensis*, *G. gr. praebulloides*, *Turborotalia continua/siakensis*, e dai camp. 14 e 20, *T. kugleri*, *Globigerinoides primordius*, *Globigerinoides gr. trilobus* e *Globoquadrina binaiensis*. Ancora, è stata notata la presenza, in quantità variabile e crescente verso l'alto, di Echinidi (2 ÷ 15%), Alghe rosse (5 ÷ 30%), e microbentonici. Questi ultimi, che rappresentano dal 7 al 15% della frazione organica della parte basale, comprendono soprattutto *Lenticulina*, *Bolivina*, *Nodosaridi* e *Textularidi*.

Nell'analisi di affioramento, il riconoscimento dei vari *system tract* costituenti una sequenza deposizionale è basato principalmente su criteri fisico - sedimentologici. Nel caso in cui, come si verifica per il Calcare di Incaffi, i parametri suddetti non risultino sufficienti, lo studio microfaunistico può rappresentare un ulteriore ed efficace strumento di analisi. È infatti evidente come nel Calcare di Incaffi siano registrati dapprima un approfondimento relativo e successivamente un progressivo abbassamento dell'ambiente deposizionale. In termini di *sequence stratigraphy* sono rappresentati quindi un *transgressive system tract* ed il successivo *highstand system tract*.

LA SEQUENZA M1

La discontinuità stratigrafica al tetto del Calcare di Incaffi separa nettamente, anche se con parconcordanza, questa formazione dall'unità sovrastante M1 (Fig. 34, 35). Quest'ultima è una calcarenite arenacea (*grainstone*) con quarzo, muscovite e glauconite che, abbondante alla base, conferisce alla roccia un colore più scuro rispetto al sottostante Calcare di Incaffi. La calcarenite arenacea, molto bioturbata, è affiorante per soli 10 m circa; il contatto basale è assai irregolare con sacche che penetrano nel calcare sottostante per vari centimetri (Fig. 36). La granulometria è in media piuttosto fine, ma si notano pure frequenti livelli più grossolani (probabilmente *storm layer*) di 20 ÷ 30 cm ricchi di frammenti fossili (Alghe, Pectinidi, Echinidi, ecc.) disposti in modo caotico. I contatti di base e di tetto di tali livelli non sono netti, forse a causa dell'intensa bioturbazione. Il contenuto fossile della formazione è dato, oltre che da Scutelle e Pectinidi, da Alghe rosse in frammenti molto abbondanti alla base, e da macroforaminiferi. Nella parte inferiore sono presenti, come al tetto del Calcare di Incaffi, *Miogypsinoidea bantamensis*, *Nephrolepidina morgani*, *Eulepidina dilatata*, *Spiroclypeus blanckenhorni*. A partire dal campione 40 (Fig. 35) compaiono

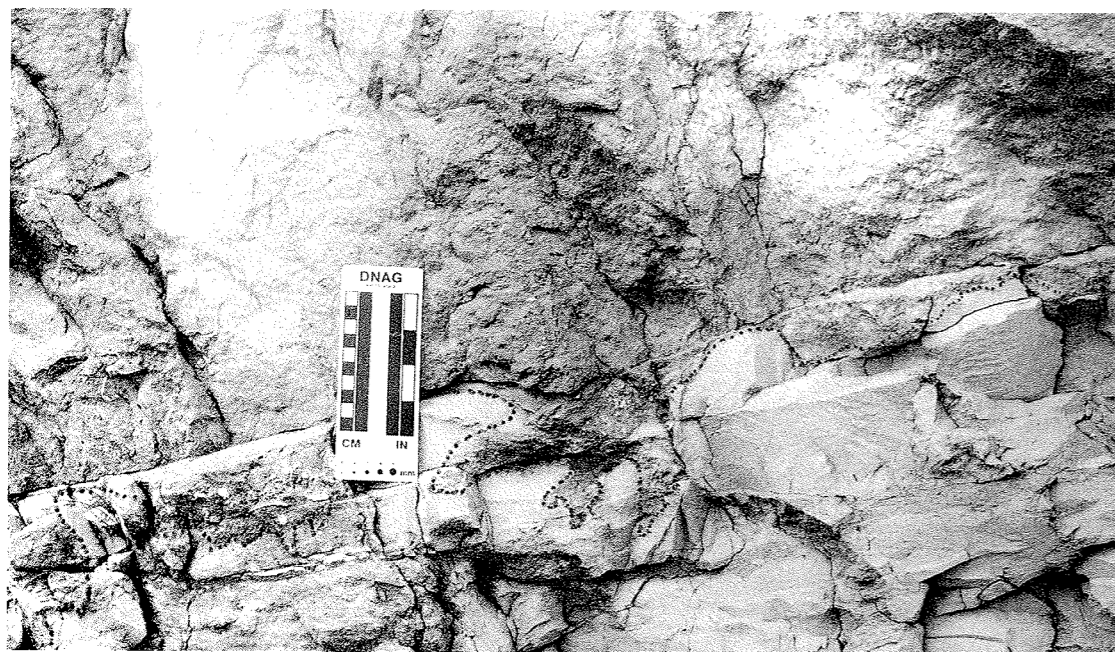


FIG. 36 - Il contatto disconforme, alla scala centimetrica, tra il Calcarea di Incaffi e le calcareniti arenacee soprastanti (Cava di Incaffi).

anche forme di *Miogypsina* gr. *gunteri* associata a forme molto evolute di *N. tourneri*.

CONSIDERAZIONI CRONOBIOSTRATIGRAFICHE RELATIVE ALLA SUCCESSIONE DI INCAFFI

Il conglomerato alla base del Calcarea di Incaffi fornisce poche informazioni per il suo riferimento cronologico, specie nella parte inferiore. Sono infatti presenti in essa solo numerose *Operculina complanata*, specie diffusa sia nell'Oligocene che nel Miocene, e rari *Nummulites vascus*, quasi sicuramente rimaneggiati. Le uniche forme che permettono di ritenere questo conglomerato riferibile all'Oligocene superiore, come il resto della successione, sono rari esemplari di Eulepidine evolute (*E. gr. dilatata*, camp. 18) (Fig. 35). Inoltre, nella parte superiore del conglomerato, (a partire dal camp. 19) compaiono Foraminiferi planctonici tra cui sono riconoscibili (in sezione sottile): *Globigerina* gr. *ciperoensis*, *G. gr. prae-bulloides*, *G. gr. ouachitaensis*, *Turborotalia* gr. *continua/siakensis*. Risultano invece assenti i *Globigerinoides* e *Turborotalia kugleri* che caratterizzano la parte soprastante della successione. È quindi molto probabile che il conglomerato basale appartenga alla Zona P22 (BLOW 1979) o Zona a *Globigerina ciperoensis* (BOLLI 1966). Queste considerazioni biostratigrafiche devono essere però valutate con qualche riserva, data la generale bassa percentuale di Foraminiferi planctonici presente nel suddetto conglomerato. Nella sezione della

cava di Incaffi i planctonici sono molto più frequenti e comprendono, oltre alle forme viste precedentemente, *Globoquadrina binaiensis*, *Globigerinoides primordius*, *G. gr. trilobus* e *Turborotalia kugleri*. Quest'ultima forma in particolare permette di riferire l'intera parte inferiore della successione alla Zona a *T. kugleri* (BOLLI 1966) o N4 (BLOW 1979, intesa come zona a distribuzione totale).

Nella parte alta del Calcarea di Incaffi i macroforaminiferi presenti comprendono forme evolute di *Miogypsinoides* (*M. gr. formosensis* e, dal campione 30, *M. gr. bantamensis*) associati a forme pure evolute di Lepidocycline (*N. gr. morgani*, *Eulepidina* gr. *dilatata*) e con *Spiroclypeus blanckenhorni* e *Amphistegina lessoni*. Rari esemplari di *Miogypsinoides formosensis* sono pure presenti nel campione 16. Secondo la recente suddivisione zonale proposta da DROOGER e LAAGLAND (1986) per i macroforaminiferi oligocenici dell'Europa e del Mediterraneo, l'associazione osservata è tipica della Zona a *Miogypsinoides*, in particolare della sottozona superiore (Sottozona a *M. formosensis*) per la presenza delle forme più evolute appartenenti al genere.

Al tetto dell'unità calcarenitico - arenacea soprastante la seconda discordanza (M1), è stata individuata la Zona a *Miogypsina gunteri*, per la comparsa della specie omonima.

Le ultime due zone sono attribuibili, secondo DROOGER e LAAGLAND (1986), rispettivamente al

tetto dell'Oligocene ed al Miocene basale.

È noto il problema stratigrafico di correlare tra loro gli organismi di piattaforma con quelli di bacino e quindi le biozonazioni basate sui macroforaminiferi con quelle del plancton, essendo queste correlazioni per lo più indirette o parziali. Sono pochi i dati a riguardo in Italia, relativi all'intervallo stratigrafico qui considerato. MATTEUCCI e SCHIAVINOTTO (1977) hanno correlato un livello nei pressi di L'Aquila, contenente *Miogypsinoides complanata* e *Cicloclypeus mediterraneus*, alla Zona N3 (= P22) di BLOW (1979), riferendosi a loro volta ai dati di SARTONI (1974). FERRERO MORTARA (1987), studiando le successioni Oligo-mioceniche della Collina di Torino, ha correlato la Zona a *Miogypsinoides* con la Zona a *T. kugleri* e la Zona a *Miogypsina gunteri* con la Zona a *Catapsidrax dissimilis*. L'analisi micropaleontologica del Calcarea di Incaffi fornisce quindi un'importante opportunità per confrontare direttamente i due tipi di suddivisioni zonali. In particolare è possibile verificare la corrispondenza tra la Zona a *Miogypsinoides* e la Zona a *Turborotalia kugleri*, come proposto da DROOGER e LAAGLAND (1986).

LA FORMAZIONE DI M. BRIONE

La Formazione di M. Brione costituisce la parte sommitale della successione terziaria di M. Brione. Essa è ben esposta, a Nord del Lago di Garda, lungo la strada che collega Torbole con Riva del Garda (Fig. 37). Il massimo spessore affiorante (106 m) si ha nel lato meridionale del monte; esso diminuisce leggermente verso Nord a causa dei rapporti di *onlap* che la formazione presenta nei confronti del sottostante Calcarea di Linfano (Figg. 28, 31).

Come è stato più volte ricordato in precedenza, numerosi Autori hanno studiato la successione di M. Brione fin dal secolo scorso. Essi sono GÜMBEL (1896), VACECK (1903, 1911), FABIANI (1922, 1930), VENZO (1934) e, più recentemente, HAGN (1956) e ULCIGRAI (1966). La Formazione di M. Brione non era stata indicata con un nome formazionale da nessuno degli Autori precedentemente citati. FABIANI considera la formazione come un'unica unità, di età langhiana, costituita da "molasse e arenarie marnose celestine con *Thracia pubescens* var. *benacensis*, piccole Lucine, Pettinidi, ecc.". VENZO distingue invece 80 m di arenarie, attribuite all'Aquitano, che passano a marne

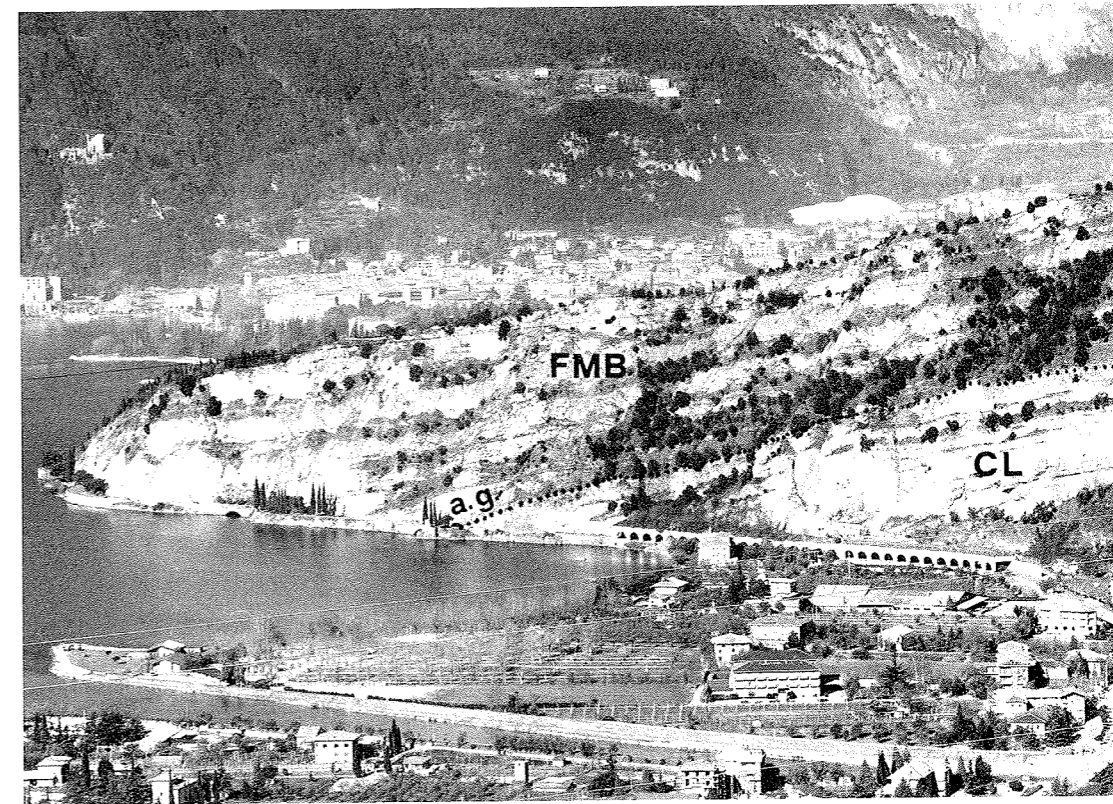


FIG. 37 - La Formazione di M. Brione (FMB), affiorante lungo la strada tra Torbole e Riva del Garda, presenta alla base un livello (1.5 m circa) di arenarie glauconitiche (a.g.) che poggiano sulla superficie di disconformità presente al tetto del Calcarea di Linfano (CL).

compatte ricche di macrofossili considerate langhiane. HAGN, riprendendo il profilo del M. Brione di VENZO, non concorda con quest'ultimo Autore sull'età di questi livelli che ritiene rispettivamente del Cattiano e dell'Aquitano. Infine, ULCIGRAI distingue tre unità costituite rispettivamente da calcari grigiastri micritici, calcari siltosi non stratificati a Lamellibranchi e calcari arenacei grigio chiari; tali unità vengono attribuite al Cattiano superiore (la prima) e all'Aquitano inferiore (le rimanenti). Quest'ultimo Autore fornisce inoltre una dettagliata descrizione petrografica della successione mettendo in risalto la quantità di glauconite presente con frequenze ritmiche, da lui collegate alle fasi tettoniche alpine.

La Formazione di M. Brione è caratterizzata alla base da una arenaria grigio-verde scuro contenente prevalentemente glauconite (con quarzo e feldspati) di 1,5 m di spessore. Questo livello, molto evidente in affioramento, rende particolarmente chiara la distinzione tra la Formazione di M. Brione ed il sottostante Calcere di Linfano (Fig. 37). FABIANI (1922) e VENZO (1934) descrissero una ricca macrofauna (*Clamys*, *Flabellipecten*, *Turritella*, *Echinolampas*, *Euspatangus*, ecc.) proveniente da questa arenaria glauconitica basale.

Nel complesso, la formazione di M. Brione è un'unità mista carbonatico-siliciclastica, caratterizzata da gruppi di strati carbonatico-siltosi, di spessore variabile da 2 a 12 metri, alternati con intervalli (in media di 0,5 m) più argillosi. La parte basale (15 m) è data da una successione *fining upward* arenaceo-siltosa che diventa gradualmente più carbonatica verso il tetto e contiene Bivalvi, frammenti di *Lithothamnium* e rari microforaminiferi bentonici (Rotalia). Bivalvi (generalmente Pectinidi), Scafopodi, rari Echinidi e Briozoi sono presenti, in quantità variabile, in tutta la formazione che è caratterizzata anche da una forte bioturbazione, le cui tracce sono molto abbondanti dalla base al tetto.

Considerazioni cronobiostratigrafiche

Come risulta evidente dal quadro precedentemente esposto, l'età della Formazione di M. Brione è stata ampiamente discussa e diversamente considerata. Essa è langhiana secondo FABIANI (1922), aquitano - langhiana secondo VENZO (1934) e oligocenica superiore - miocenica secondo HAGN (1956) e ULCIGRAI (1966). La determinazione dell'età era stabilita prevalentemente sulla base del contenuto di macrofossili (soprattutto Pectinidi ed Echinidi). Solo HAGN descrive un'associazione microfaunistica costituita in prevalenza

da microforaminiferi bentonici, che egli attribuisce all'Oligocene superiore per la presenza di *Clavulina szaboi* e *Karrerella hantkeniana*. Nel presente lavoro è stata invece effettuata un'analisi microbiostratigrafica completa sulla base dei Foraminiferi planctonici e dei nanofossili calcarei (LUCIANI e FORNACIARI 1989, in preparazione).

I Foraminiferi planctonici, molto abbondanti nell'intera formazione, sono quasi assenti nell'unità basale (15 m). Essi risultano in media piuttosto ben conservati tranne che nella parte superiore dove sono spesso ricristallizzati ed incrostati. Solo in pochi casi comunque, il cattivo stato di conservazione ha impedito la sicura determinazione dei singoli componenti della microfauna. Infatti è stato possibile individuare vari eventi biostratigrafici (FAD = *first appearance datum*, LAD = *last appearance datum*) di specie significative biostratigraficamente e di definire la distribuzione di numerose specie. La migliore conservazione si nota generalmente nei livelli più marnosi. Delle specie planctoniche è stata osservata la popolazione di dimensioni maggiori di 60 µm.

I principali *datum event* osservati sono (dalla base al tetto) (Fig. 38):

a) FAD e LAD di *Turborotalia kugleri*.

Questi eventi si verificano nei campioni 89 bis e 97, rispettivamente. La specie è stata considerata, in accordo con BLOW (1969, 1979), distinta da quelle affini *T. mendacis* e *T. pseudokugleri*. Essa è rappresentata da esemplari piuttosto piccoli ed è abbastanza abbondante in tutta la sua distribuzione. Le frequenze maggiori si registrano vicino alla comparsa di *Globoquadrina d. debiscens*.

Solo pochi LAD si hanno al di sotto della comparsa di *T. kugleri*. Essi comprendono quello di *Globoquadrina tripartita*, *Globigerina officinalis*, *Paragloboquadrina opima nana*. Forme di transizione tra *P. o. nana* e *Turborotalia continuosa* sono presenti dopo la scomparsa di *P. o. nana*.

b) FAD di *Globoquadrina d. debiscens*.

La specie è presente con tipici esemplari subquadrati a partire dal campione 54.

I Globoquadrinidi (comprendenti *G. baroemensis*, *G. l. larmei*, *G. l. obesa*) sono comuni fin dai livelli basali della formazione. Forme transizionali *tripartita* - *praedebiscens* - *debiscens* e *galavisi* - *baroemensis* si osservano prima della comparsa di *G. d. debiscens*.

Il gruppo *Globoquadrina altispira* non è stato osservato nei campioni esaminati.

c) FAD di *Globigerina w. woodi*.

Questo evento (campione 54) è piuttosto incerto dato che gli esemplari raccolti sono molto rari, di piccola taglia e con scarso grado di preserva-

SEZIONE DI M. BRIONE

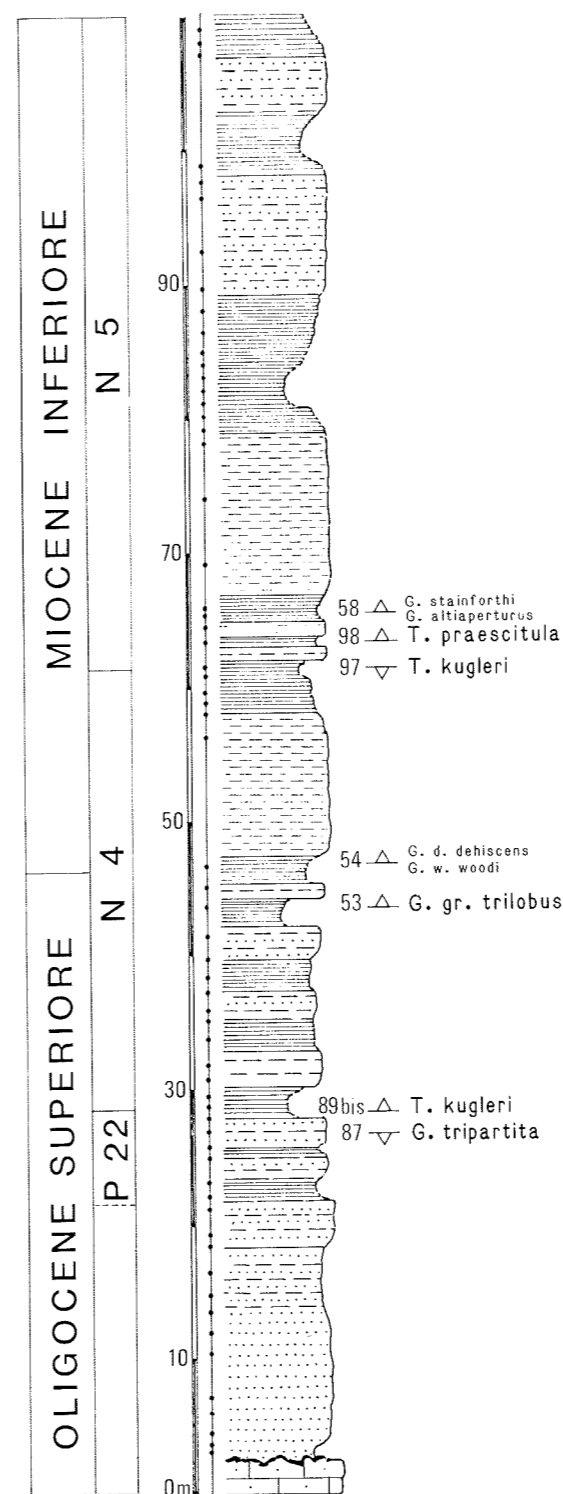


FIG. 38 - Colonna stratigrafica della Formazione di M. Brione con i principali eventi (comparsa e scomparsa) di alcune specie significative di Foraminiferi planctonici. La suddivisione zonale indicata nella figura è quella di BLOW (1979), considerando la Zona N4 a distribuzione totale. La Formazione di M. Brione, costituita da cicli marnoso-siltosi e marnoso-arenacei intervallati da livelli marnosi, poggia tramite una superficie di disconformità sul Calcere di Linfano di età oligocenica inferiore (Zona a *Lepidocyclina praemarginata*, DROOGER e LAAGLAND 1986)). La superficie di disconformità corrisponde al limite tra le sequenze O1 ed O2.

zione, tale da non permettere una soddisfacente determinazione specifica.

d) FAD di *Turborotalia praescitula*, *Catapsidrax stainforthi*, *Globigerinoides altiapertura*.

Questi eventi si verificano all'incirca allo stesso livello, poco dopo il LAD di *T. kugleri*. Gli esemplari di *C. stainforthi* sono rari e generalmente mal conservati. *T. praescitula* (rappresentata in genere da forme di grandi dimensioni) è comune a partire dal campione 58; rari e più piccoli esemplari sono presenti anche nei sottostanti campioni 98 e 99.

Nel complesso Globigerinidi e Globoquadrinidi dominano l'associazione microfaunistica. Le Tenuitelle sono una componente minore nella frazione fine (tra 60 µm e 150 µm), mentre le Globigerinite sono assenti.

La prima comparsa del genere *Globigerinoides* avviene poco dopo il FAD di *T. kugleri* con rari esemplari di *Globigerinoides primordius*. Il genere diventa improvvisamente abbondante (compare anche *G. trilobus immaturus*) poco prima del FAD di *Globoquadrina d. debiscens*. È però possibile che la comparsa e l'abbondanza relativa del genere possano essere condizionate dal diverso stato di preservazione dei campioni, essendo i *Globigerinoides* facilmente soggetti a dissoluzione.

Seguendo la suddivisione zonale di BOLLI (1966) sono state individuate: la parte superiore della Zona a *Globigerina ciperensis ciperensis*, la Zona a *Turborotalia kugleri* e la Zona a *Catapsidrax dissimilis*. Esse corrispondono rispettivamente alle zone di BLOW (1969, 1979) P22, N4 ed N5 considerando, come in KELLER (1983) e BERGGREN *et al.* (1985), la Zona N4 come zona a distribuzione totale.

Scegliendo la comparsa di *G. d. debiscens* per definire la base del Miocene, le biozone considerate sono in parte attribuibili all'Oligocene superiore (P22 e N4 p.p.) ed in parte al Miocene inferiore (N4 p.p. e N5). L'evento di comparsa di *G. d. debiscens* si verifica a circa 43 m dalla base della Formazione di M. Brione.

Per quanto riguarda l'analisi della associazione a nanofossili, il principale evento constatato è l'assenza (determinata mediante analisi quantitativa) di *Sphenolithus ciperensis* fin dai livelli basali della formazione (LUCIANI e FORNACIARI 1989, in preparazione). Il LAD di questa forma è solitamente considerato coincidente con il FAD di *Turborotalia kugleri*; questo non si verifica però nella Formazione di M. Brione dove *T. kugleri* compare con un certo ritardo sulla scomparsa di *S. ciperensis*. Il LAD di quest'ultima forma è un evento largamente usato nella biostratigrafia a

nannofossili calcarei per definire il limite Oligocene - Miocene.

CONSIDERAZIONI SULLE SEQUENZE O2 ed M1

I dati riguardanti le sequenze O2 e M1 sono limitati alle aree di affioramento del M. Brione e del M. Moscal. Non è quindi possibile delineare la situazione paleogeografica del margine occidentale del *Lessini Shelf* durante queste età, data l'esiguità delle informazioni, che sono arealmente ristrette a due soli punti, collocati a Nord ed a Sud dell'area esaminata.

Al M. Moscal, la sequenza O2 è costituita, come si è visto in precedenza, dal Calcere di Incaffi. In questa formazione è rappresentato un *transgressive system tract* nella parte basale, con relativa abbondanza di Foraminiferi planctonici ed una parte superiore di *highstand*, a macroforaminiferi, in cui si riconoscono anche geometrie progradazionali. Questa sequenza è troncata da una netta superficie di discontinuità con tracce di organismi litofagi, a cui seguono calcareniti arenacee glauconitiche di piattaforma (M1). Il carattere nettamente paraconcordanza di questa discontinuità, a differenza di quella alla base del Calcere di Incaffi, rende probabile la sua origine eustatica, da ricercarsi forse nelle fluttuazioni del livello marino documentate alla fine dell'Oligocene (HAQ *et al.* 1987).

La superficie di discontinuità preservata al M. Moscal corrisponde evidentemente ad una superficie di continuità nella Formazione di M. Brione, di ambiente più profondo.

IL LIMITE OLIGOCENE-MIOCENE NELLE SUCCESIONI DI M. BRIONE E DI M. MOSCAL

L'analisi biostratigrafica basata su Foraminiferi planctonici e macroforaminiferi ha permesso di identificare varie biozone nella Formazione di M. Brione e nel Calcere di Incaffi (M. Moscal) (Fig. 39). Nel primo caso sono state individuate: la Zona a *Globigerina ciproensis ciproensis*, la Zona a *Turborotalia kugleri* e la Zona a *Catapsidrax dissimilis* (BOLLI 1966) o Zona P22, N4 ed N5 (BLOW 1979, considerando la Zona N4 a distribuzione totale) a Foraminiferi planctonici.

Al M. Moscal, la successione del Calcere di Incaffi contiene una certa percentuale di Foraminiferi planctonici nella parte inferiore e media, mentre i macroforaminiferi sono predominanti nella parte superiore, comprendente pure l'unità calcareo-arenacea di tetto (M1). Sono state riconosciute le zone a *Globigerina ciproensis ciproensis*, a *Turborotalia kugleri* p.p. (P22 e N4 p.p.) e la Zona a *Miogypsinoidea formosensis* ed a

Miogypsina gunteri (DROOGER e LAAGLAND 1986), nella parte superiore.

L'attribuzione di queste biozone e dei *datum event* ad esse associati ad un piano (Cattiano o Aquitaniano) e quindi all'Oligocene o al Miocene rientra nel problema, tuttora molto dibattuto, del limite Paleogene - Neogene. Questo limite è infatti uno dei più problematici, dato che i vari eventi proposti nella biostratigrafia a Foraminiferi planctonici ed a Nannofossili non corrispondono tra loro, o è stato dimostrato che non sono sincroni. Ciò si verifica probabilmente per il fatto che tale limite non corrisponde a marcati cambiamenti nelle condizioni paleo-oceanografiche, che a loro volta si riflettono in bruschi cambiamenti faunistici come quelli verificatisi in corrispondenza di altri limiti (Cretaceo - Terziario, Eocene - Oligocene, ecc.). Il limite Oligocene - Miocene è posto alla base del piano Aquitaniano, ma manca uno stratotipo del limite alla base del piano. La sezione tipo dell'Aquitano (eretta da MAYER, 1858 e designata come stratotipo da DOLLFUS, 1909) mostra una discontinuità alla base e contiene un'associazione a Foraminiferi planctonici piuttosto povera. La più recente suddivisione biostratigrafica dell'Aquitano - tipo è stata fatta da POIGNANT e PUJOL (1976) che riconoscono le zone N4 p.p. e la parte inferiore della Zona N5. I campioni più bassi della Zona N4 contengono già, oltre a *T. kugleri*, anche *G. d. debiscens*.

Nella biostratigrafia a Foraminiferi planctonici sono stati proposti vari eventi per identificare il limite in questione. Essi sono la comparsa del genere *Globigerinoides* o del gruppo *G. trilobus*, la comparsa di *Turborotalia kugleri*, la comparsa di *G. d. debiscens*.

La comparsa del genere *Globigerinoides*, che fu il primo evento proposto per identificare il limite Oligocene - Miocene, è inutilizzabile, come è noto, per il forte diacronismo nella comparsa dei primi *Globigerinoides* (che può avvenire addirittura al tetto della Zona a *P. o. opima*, decisamente nell'Oligocene). Il genere *Globigerinoides* è inoltre particolarmente sensibile alla dissoluzione. È stata successivamente proposta la comparsa del gruppo *G. trilobus*, che sembra essere un dato isocrono alle basse latitudini e coincide con altri eventi delle zone a Radiolari ed a nannofossili. Rimane però sempre il problema che nelle sequenze interessate da fenomeni di dissoluzione il limite non può essere posto accuratamente.

La comparsa di *Turborotalia kugleri* è assunta da BERGGREEN *et al.* (1985) come coincidente con il limite Paleogene - Neogene. Questo *datum plane*, pur marcando un primo sviluppo nell'evoluzio-

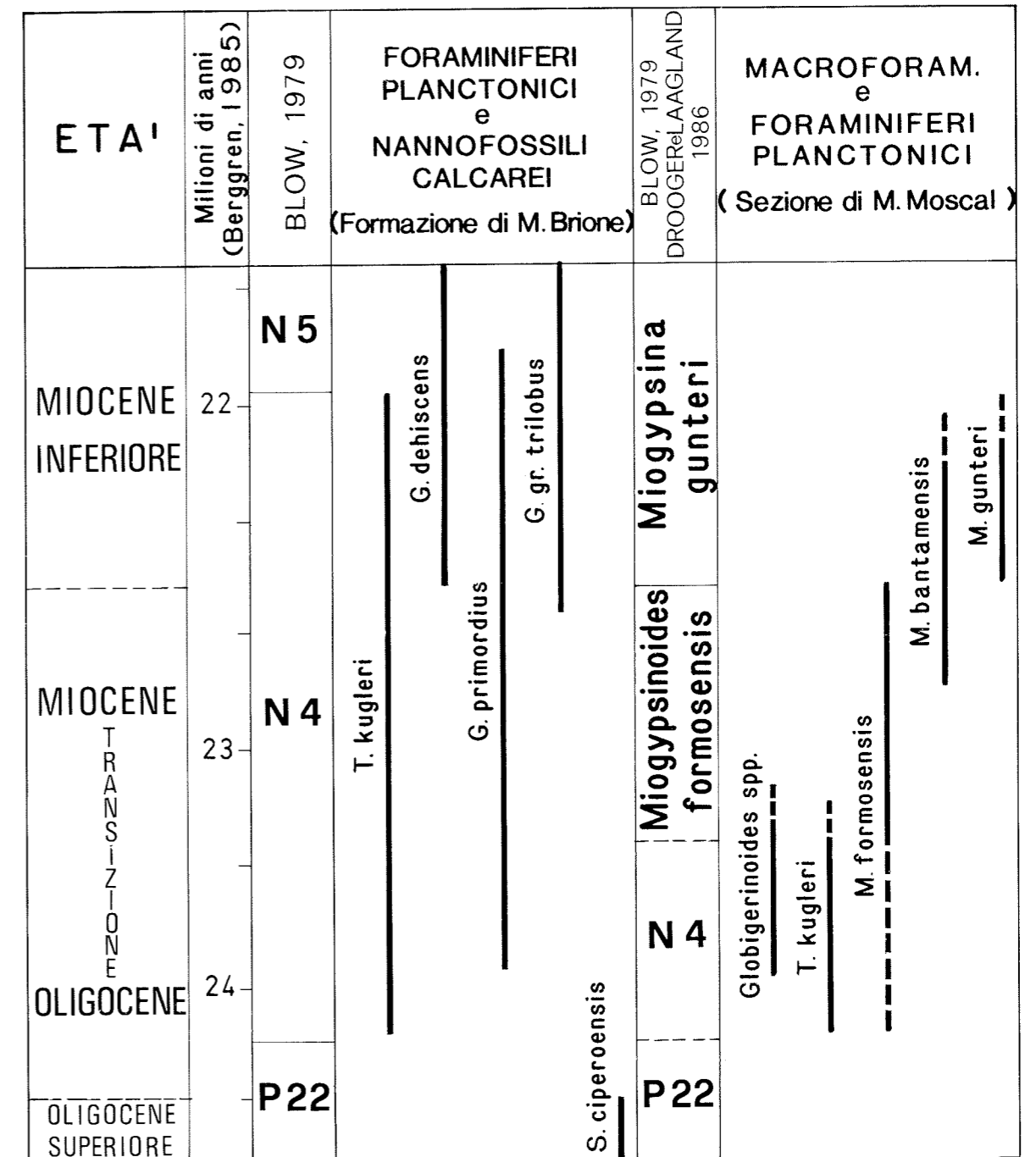


FIG. 39 - Principali eventi biostratigrafici al limite Oligocene-Miocene nella Formazione di M. Brione (Lago di Garda settentrionale) (LUCIANI e FORNACIARI, in preparazione) e nel Calcere di Incaffi (M. Baldo meridionale) (vedi discussione nel testo).

uzione della fauna Neogenica, manca di specie *marker* secondarie sufficientemente affidabili e spesso corrisponde ad un breve *hiatus* globale (KELLER e BARRON 1983).

L'evento di comparsa di *Globoquadrina d. debiscens*, che marca il maggior impulso nello sviluppo della fauna neogenica, non è associato a *hiatus* globali e coincide piuttosto bene con numerosi *datum event* secondari. La comparsa di *G. d. debiscens* è isocrona nelle regioni tropicali, sub-tropicali e temperate. Inoltre questo evento si correla

bene con alcuni eventi dei Radiolari e delle Diatomee. *G. d. debiscens*, resistente alla dissoluzione, è facilmente identificabile e la sua distribuzione non è particolarmente controllata da fattori ecologici. Per i motivi sopra elencati numerosi Autori tendono a scegliere l'evento di *G. d. debiscens* per definire, nella biostratigrafia a Foraminiferi planctonici, il limite Paleogene - Neogene (KELLER 1983, SRINIVASAN e KENNETT 1983, IACCARINO e SALVATORINI 1982, IACCARINO 1985, ecc.). Seguendo l'opinione di questi ultimi Autori, la

parte basale del Calcere di Incaffi in cui sono presenti i Foraminiferi planctonici è da ritenersi ancora di età oligocenica superiore, dato che non si osserva la comparsa di *G. d. debiscens*. Questa scelta appare la più logica, data anche l'affinità con la suddivisione biozonale dei macroforaminiferi (DROGER e LAAGLAND 1986), secondo la quale la Zona a *Miogypsinoides* (riconosciuta nella parte medio - alta del Calcere di Incaffi) è anch'essa riferibile al tetto dell'Oligocene. Usando invece il concetto del limite Oligocene - Miocene di BERGGREN *et al.* (1985), basato sulla comparsa di *T. kugleri*, quasi l'intera successione del Calcere di Incaffi risulterebbe Miocenica. Questa scelta comporterebbe però una ridefinizione del limite sulla base dei macroforaminiferi che, come è noto, è attualmente posto (Mediterraneo ed Europa) al livello di comparsa di *Miogypsina gunteri*, con conseguente notevole abbassamento del limite stesso.

Il problema si complica ulteriormente confrontando gli eventi dei Foraminiferi planctonici con quelli dei nannofossili. Anche per quest'ultimo gruppo sono stati proposti vari eventi (vedi BERGGREN *et al.* 1985, per una discussione più approfondita); essi spesso però non coincidono con quelli dei Foraminiferi planctonici. La scelta della scomparsa (basata su analisi quantitative) di *Sphenolithus ciperoensis*, sincrona, alle basse latitudini, della comparsa di *T. kugleri* e usata dalla maggior parte degli Autori nella biostratigrafia a Nannofossili per definire il limite in questione, lascia aperti molti problemi poiché è notevolmente più antica della comparsa di *G. d. debiscens*. È stata pure dimostrata, oltre che per il M. Brione anche per altre località, la non perfetta corrispondenza tra l'evento di scomparsa di *S. ciperoensis* e la comparsa di *T. kugleri* (BIOLZI 1985, LUCIANI e FORNACIARI 1989, in preparazione).

L'incertezza temporale legata alla posizione del limite Paleogene - Neogene dovuta alle variazioni nella posizione relativa dei *datum event* vicino al limite, è comparabile nei gruppi dei Foraminiferi planctonici e dei nannofossili ed è molto ampia (2 - 3 milioni di anni). È logico che questa ampia incertezza comporti il fatto che intere successioni possano essere considerate alternativamente oligoceniche o mioceniche. Ad esempio, nella Formazione di M. Brione, scegliendo l'evento di comparsa di *G. d. debiscens*, il limite è a circa 43 m dalla base; se si scegliesse la scomparsa di *S. ciperoensis* la formazione dovrebbe essere considerata interamente miocenica. Analogamente nel Calcere di Incaffi di M. Moscal, la scelta della comparsa di *T. kugleri* farebbe ritenere la successione in gran parte neogenica.

CONCLUSIONI GENERALI: EVOLUZIONE PALEOGEOGRAFICA E STRATIGRAFIA SEQUENZIALE DEI TERRENI TERZIARI DEL M. BALDO

L'analisi di facies unitamente a quella biostratigrafica ha permesso di ricostruire con un certo dettaglio la stratigrafia dei terreni Cenozoici del margine occidentale del *Lessini Shelf*. Il quadro stratigrafico preesistente, nonostante i numerosi dati noti in letteratura, era lacunoso, in parte errato e puntiforme. Mancava quindi una visione d'insieme che collegasse e interpretasse in modo evolutivo e dinamico le varie successioni.

Gli studi eseguiti hanno portato al riconoscimento di quattro sequenze deposizionali complete (E1, E2, O1, O2) e di una quinta sequenza (M1), rappresentata solo parzialmente dai sedimenti più recenti affioranti nell'area. All'interno di ogni sequenza, delimitata da superfici di disconformità o dalle corrispondenti superfici di continuità bacinali, sono riconoscibili varie facies e formazioni costituenti sistemi deposizionali piattaforma carbonatica - bacino. I risultati degli studi eseguiti sono riassunti negli schemi dei rapporti stratigrafici delle figure 40 e 41 che rappresentano rispettivamente una sezione trasversale ed una longitudinale rispetto al margine studiato. La sezione di figura 42 mostra invece, in modo schematico, i vari *system tract* che formano ogni sequenza deposizionale. L'inquadramento cronobiostratigrafico delle formazioni è riportato in figura 43.

Le maggiori trasformazioni e variazioni ambientali nell'area esaminata si sono verificate durante il tempo rappresentato dalla sequenza E1. Nella figura 43 si nota infatti come le facies eoceniche inferiori siano marcatamente differenziate lateralmente. Esse poggiano sulla Scaglia rossa dalla quale sono separate da *hiatus* temporali più o meno ampi, generalmente maggiori nel settore centrale e sono rappresentate da W verso E e da S verso N da sedimenti bacinali (Scaglia cinerea), di rampa carbonatica (Calcere di Malcesine) e nuovamente da sedimenti bacinali. Nella parte centrale si hanno *hiatus* temporali, corrispondenti probabilmente a sedimenti di piattaforma carbonatica poi erosi. L'instaurazione delle piattaforme carbonatiche durante l'Eocene inferiore è testimoniata dalle torbiditi ricche di organismi di mare basso intercalate nei sedimenti bacinali (Scaglia cinerea e Calcere di Chiusole). La distribuzione delle facies eoceniche inferiori, con il loro rispettivo significato ambientale, riflette una paleomorfologia accentuata, caratterizzata da un'area centrale sollevata, bordata da rampe carbonatiche e da bacini. Nella figura 40 si nota come i sedimenti bacinali a oriente della struttura sollevata siano pre-

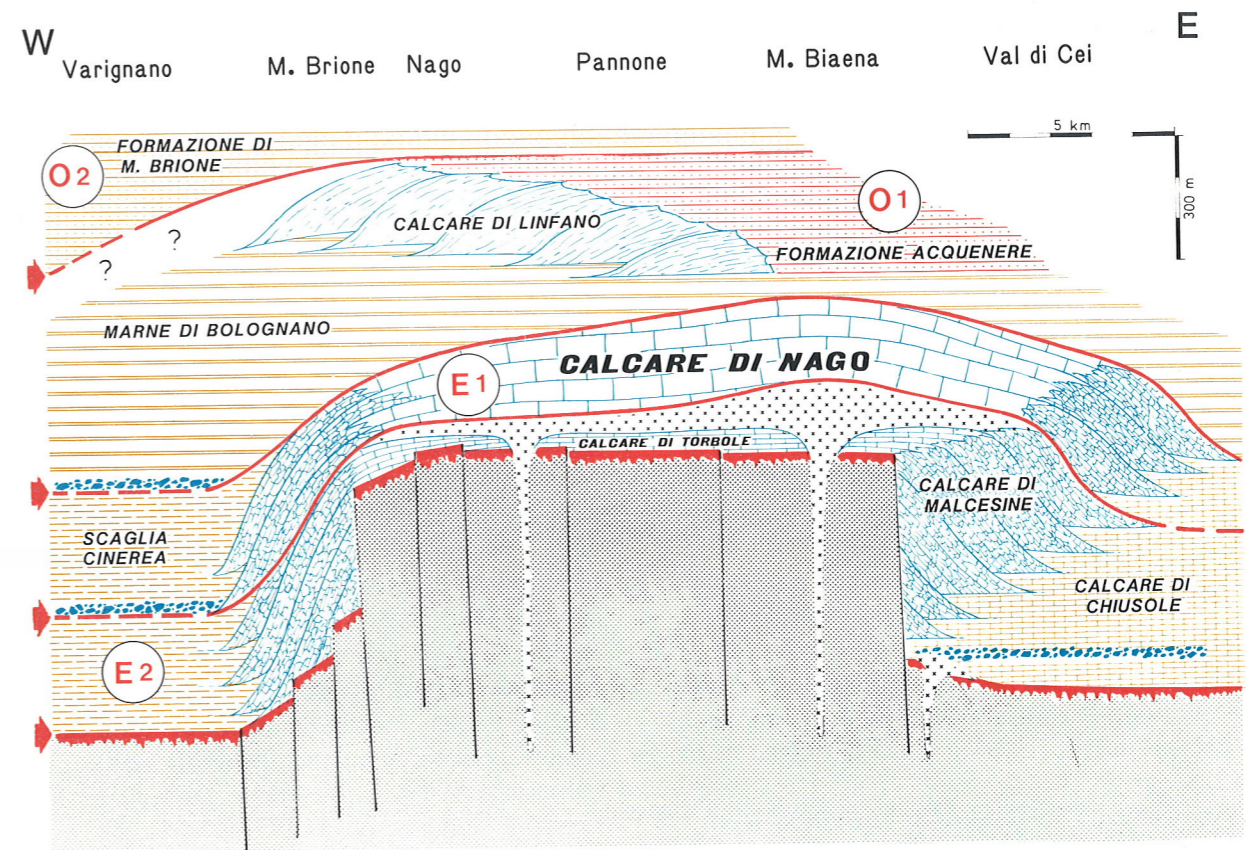


Fig. 40 - Sezione stratigrafica trasversale (EW) attraverso l'area studiata. Sono indicate le sequenze deposizionali individuate (E1, E2, O1, O2) e le unità litostratigrafiche (Formazioni) che le costituiscono. Le frecce indicano i limiti di sequenza.

valentemente carbonatici rispetto a quelli marnosi che si depositavano all'esterno della struttura stessa. È evidente quindi che la dorsale eocenica esercitava un effetto di riparo dagli apporti terrigeni più fini e distali; essa era disposta longitudinalmente e corrispondeva a gran parte dell'attuale dorsale del M. Baldo.

La piattaforma carbonatica dell'Eocene medio, (Calcere di Torbole) progredì lateralmente, durante questo periodo, in direzione settentrionale, meridionale ed occidentale, come è testimoniato dalle successioni *shallowing upward* presenti ai bordi dell'area centrale. Le cause dell'insorgere dei primi "alti", sui quali si instaurarono poi le piattaforme carbonatiche, sono molto probabilmente di origine tettonica. Durante l'Eocene inferiore non sembrano infatti esistere, sulla base delle curve eustatiche di HAQ *et al.* (1987), abbassamenti del livello marino di varie centinaia di metri. Lo *shallowing* inoltre si verificò in comparti separati, cosa che rende più probabile la sua origine tettonica. Secondo DOGLIONI e BOSELLINI (1987), quest'ultima sarebbe legata alla fase eoalpina che determinò strutture transpressive al margine orientale del fascio giudicariense. L'attività vulcanica basica è verosimilmente associata al

sollevamento ed alle collegate fratture. Anche i numerosi *hiatus* temporali tra il tetto della Scaglia rossa ed i carbonati di pendio e di piattaforma, esistenti nelle successioni del M. Baldo settentrionale, testimoniano l'instabilità tettonica dell'area che si trovava in una situazione fisiografica molto probabilmente complessa con correnti di fondo molto attive.

La sequenza E1 comprende un intervallo cronostatigrafico molto ampio, superiore a 10 Ma (Fig. 43). In questo intervallo di tempo tra l'Eocene inferiore e la parte dell'Eocene medio, sono rappresentati nelle curve eustatiche (HAQ *et al.*, 1987) numerosi cicli di 3° ordine ed altrettante sequenze deposizionali. Tali sequenze fanno parte dei supercicli TA2 e TA3. Come detto in precedenza, nell'area occidentale del *Lessini Shelf*, la sedimentazione durante la E1 fu largamente controllata dalla tettonica, specialmente durante l'Eocene inferiore, quando si delinearono i primi alti a sedimentazione carbonatica neritica. Il segnale eustatico fu quindi fortemente mascherato dalla tettonica e i cicli eustatici a breve termine sono tradotti in apparenti condizioni di livello marino stabile come quello indicato dalla curva eustatica a lungo termine. L'abbassamento del livello marino

globale più pronunciato e rapido, indicato nella già citata curva eustatica e compreso nella sequenza E1, è quello di 49,5 Ma fa, al limite tra Eocene inferiore e Eocene medio. Non è escluso che tale evento possa essere, anche solo parzialmente, responsabile dell'esposizione ed erosione delle prime piattaforme carbonatiche instaurate sugli alti strutturali già nell'Eocene inferiore. Questo abbassamento eustatico è però difficilmente rintracciabile nelle successioni bacinali. Nella Scaglia cinerea della sponda occidentale del Lago di Garda (LEHNER *et al.* 1987) mancano le ingenti quantità di depositi carbonatici di piattaforma risedimentati che ci si dovrebbe aspettare in corrispondenza di questo limite. Ma tale assenza potrebbe essere spiegata con l'originaria distanza di quest'area bacinale dalle prime, sottili e discontinue, dorsali carbonatiche del Calcare di Torbole. A Varignano e a Ponte Oliveti (Valle del Sarca) in corrispondenza del limite in questione, vi è uno *hiatus* temporale comprendente la prima biozona dell'Eocene medio (LUCIANI e LUCCHI GARAVELLO 1986).

La piattaforma del Calcare di Torbole si depositò in condizioni relative di *highstand*. La somma

delle variazioni eustatiche e dell'attività tettonica (sollevamenti e/o subsidenza) creava lo spazio deposizionale per lo sviluppo e la progradazione della piattaforma. Gli spessori esigui della formazione indicano che, durante la sua deposizione, l'area era molto poco subsidente.

Durante la sequenza E2, la piattaforma carbonatica è rappresentata dal Calcare di Nago (Figg. 40, 41). Questa formazione, costituita da vari cicli *thickening - coarsening upward*, si estese ulteriormente, rispetto al Calcare di Torbole, a gran parte del M. Baldo fino al M. Cornetto - M. Bondone. Il Calcare di Nago rappresenta, nel complesso, un deposito di *highstand* costituito da varie parasequenze. Il limite di sequenza superiore della E2 corrisponde, con ogni probabilità, all'abbassamento eustatico di 36 Ma fa, indicato nella curva di HAQ *et al.* (1987) in prossimità del limite Eocene - Oligocene. Esso provocò l'esposizione subaerea del Calcare di Nago. Nel bacino della Scaglia cinerea, in corrispondenza del tetto dell'Eocene superiore, si hanno torbiditi "patologiche" (BOSELLINI 1989) carbonatiche grossolane, interpretabili come depositi di *lowstand*. In questo contesto, tali sedimenti rappresentano il primo

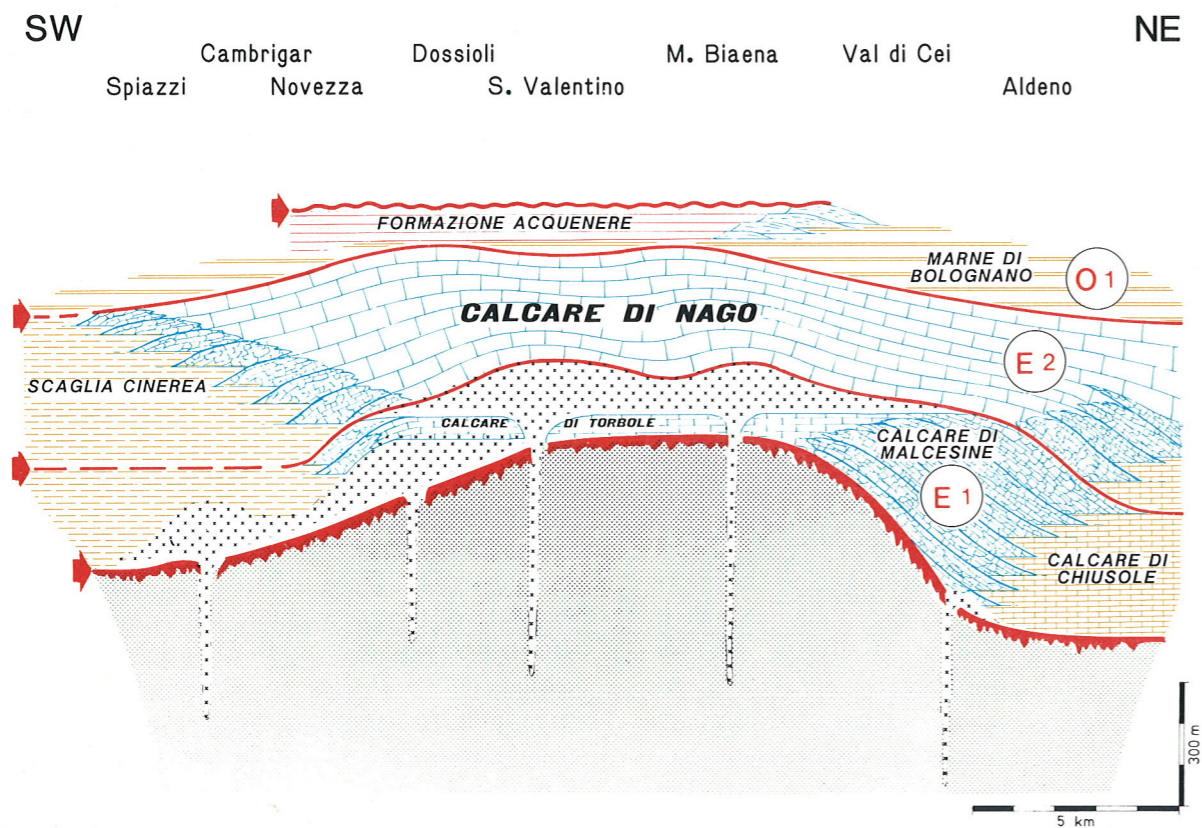


FIG. 41 - Sezione stratigrafica longitudinale (SW-NE) attraverso l'area studiata. Sono indicate le sequenze deposizionali individuate (E1, E2, O1) e le unità litostratigrafiche (Formazioni) che le costituiscono. Le frecce indicano i limiti di sequenza.

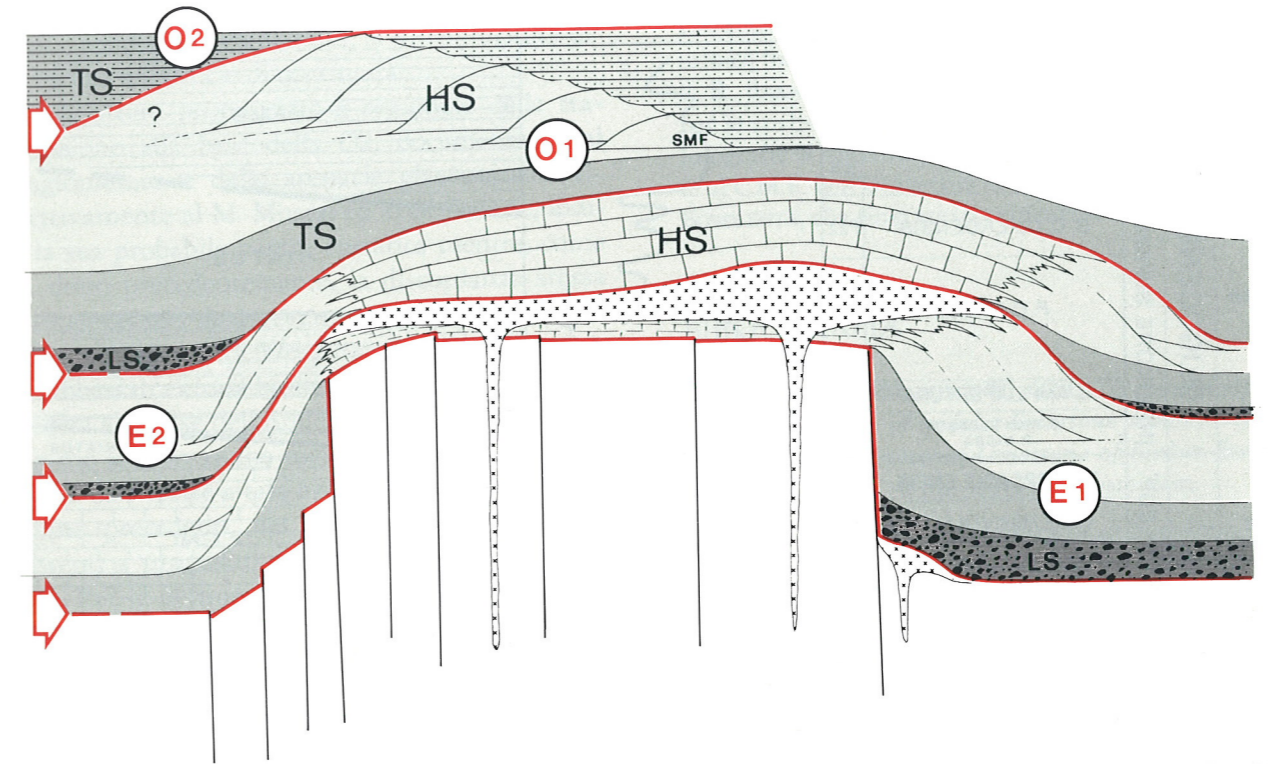


FIG. 42 - Schema stratigrafico trasversale (EW) con indicate le sequenze deposizionali individuate (E1, E2, O1, O2) ed i loro elementi costitutivi in termini di stratigrafia sequenziale (LS: lowstand system tract; HS: highstand system tract; TS: transgressive system tract; SMF: maximum flooding surface). Le frecce indicano i limiti di sequenza.

deposito della sequenza deposizionale successiva.

Il *transgressive system tract* della sequenza O1 è rappresentato dalle Marne di Bolognano, che si depositarono in continuità sulla Scaglia cinerea nel bacino del Sarca e che poggiano sul Calcare di Nago sulla dorsale del M. Baldo fino alla Val di Gresta e Val di Cei. Un breve *hiatus* temporale, comprendente il tetto dell'Eocene superiore, separa il Calcare di Nago dalle Marne di Bolognano sulla dorsale; esso è evidentemente dovuto alle relazioni di *onlap* della formazione rispetto al Calcare di Nago. Le Marne di Bolognano, relativamente profonde nel bacino e ai bordi della piattaforma, mostrano caratteri di minore profondità al tetto della dorsale (Acquenere, Cambrigar, Pannone). Nella sezione di M. Brione è evidentemente preservata la cosiddetta "superficie di *maximum flooding*" sulla quale progradano i depositi clinostratificati del Calcare di Linfano. Tali depositi, che sono una facies marginale, documentano la necessaria presenza di una piattaforma più interna, ora largamente erosa, e rappresentano l'*highstand* della sequenza O1. Sulla dorsale del M. Baldo i sedimenti di *highstand* sono rappresentati dalla Formazione Acquenere, calcareo-arenacea, di mare basso; essa, per quanto riguarda la parte ora affiorante e preservata, è di età un poco più antica (Zona a *Nummulites fichteli*) ri-

spetto al Calcare di Linfano (Zona a *Lepidocyclina praemarginata*). Anche se gli affioramenti di piattaforma della stessa età del Calcare di Linfano sono estremamente ridotti (probabilmente solo alla Val di Gresta), nelle figure 40 e 41 ne viene ipotizzata la presenza; è infatti probabile che facies simili a quella della Formazione Acquenere costituissero il corrispondente più interno del Calcare di Linfano sull'intera dorsale del M. Baldo.

Al M. Brione ed al M. Moscal, la sequenza O1 è troncata da una superficie di discontinuità molto netta. L'idea più immediata è di correlare questa superficie con il forte abbassamento eustatico verificatosi, in accordo con la curva di HAQ *et al.* (1987), 30 Ma fa, nell'Oligocene medio. Il *tilting* tettonico subito dalla sequenza O1 (rappresentata dalla Formazione Acquenere) al M. Moscal, pone però dei dubbi sulla natura puramente eustatica della discontinuità. Inoltre, tra il tetto del Calcare di Linfano e della Formazione Acquenere e la base della sequenza deposizionale successiva (O2), esiste un *hiatus* temporale piuttosto ampio. Anche se questo ritardo, tra l'età del *lowstand* documentato a 30 Ma fa e della trasgressione successiva, può essere in parte spiegato con il progressivo *onlap* dei depositi trasgressivi stessi sull'alto della piattaforma, non è escluso che la marcata discordanza stratigrafica presente nelle successioni oli-

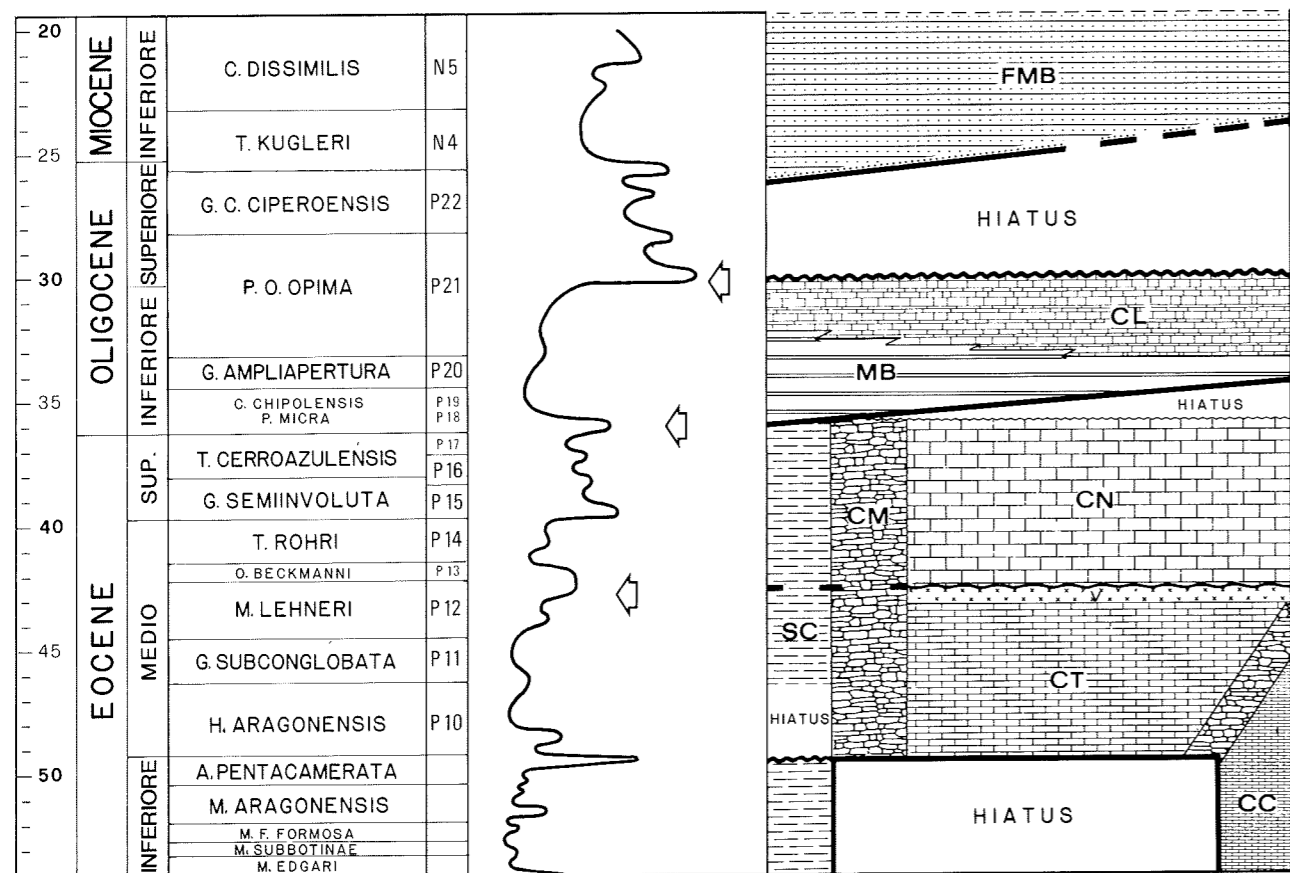


Fig. 43 - Rapporti cronostratigrafici tra le varie formazioni terziarie presenti sulla sponda orientale del Lago di Garda. Sono indicati i principali *lowstand* della curva eustatica di HAQ *et al.* (1987), correlati tentativamente con i limiti delle sequenze deposizionali individuate in questo lavoro. Le suddivisioni zonali sono: quella di PREMOLI SILVA e BOLLI (1973) per l'Eocene inferiore, considerando la Zona a *Morozovella f. formosa* a distribuzione totale, quella di BOLLI (1966) e di BLOW (1979) per l'Eocene medio e superiore, Oligocene e Miocene inferiore. La Zona N4 viene considerata a distribuzione totale e pertanto corrispondente alla Zona a *Turborotalia kugleri* di BOLLI (1966). Il limite superiore della Zona a *Cassigerinella chipolensis/Pseudohastigerina micra* di BOLLI (1966) coincide con quello superiore della Zona P19 di BLOW (1979), e corrisponde all'evento di scomparsa delle Pseudohastigerine, in accordo alla definizione delle biozone data dagli Autori stessi. La scala in milioni di anni è tratta da BERGGREN *et al.* (1985). CC: Calcare di Chiusole; SC: Scaglia cinerea; CT: Calcare di Torbole; CM: Calcare di Malcesine; V: Vulcaniti basiche; CN: Calcare di Nago; MB: Marne di Bolognano; CL: Calcare di Linfano; FMB: Formazione di M. Brione.

goceniche del margine occidentale del *Lessini Shelf* possa avere anche una componente tettonica.

La sequenza O2 affiora solo al M. Brione ed al M. Moscal. In quest'ultima località essa è rappresentata dal Calcare di Incaffi. Questa formazione, costituita da calcareniti bianche dai caratteri uniformi in affioramento, rivela, all'analisi microscopica, una parte basale trasgressiva (*transgressive system tract*) con relativa abbondanza di Foraminiferi planctonici, ed una parte superiore di *highstand*, contenente Alghie rosse e macroforaminiferi, nella quale si riconoscono chiare geometrie progradazionali. È probabile che uno studio dettagliato permetta di riconoscere questa sequenza anche nella sponda occidentale del Lago di Garda (Rocca di Manerba, Moniga, S. Fermo ecc.) dove

affiorano calcari marnoso - arenacei a macroforaminiferi, studiati da VENZO (1934) e ZINONI (1951). Al M. Moscal, al tetto della sequenza O2 affiora una netta superficie di discontinuità che penetra irregolarmente nella roccia sottostante. Tale discontinuità è, al contrario del limite di sequenza sottostante, caratterizzata da una geometria paraconcordante. Ciò rende probabile la sua origine eustatica, da riconoscersi forse nelle fluttuazioni del livello marino documentate alla fine dell'Oligocene.

La sequenza M1, di età oligocenica superiore - miocenica inferiore, è rappresentata al M. Moscal da 10 m circa di calcareniti arenacee di piattaforma. Il limite tra le sequenze O2 ed M1 non è riconoscibile nella Formazione di M. Brione, molto probabilmente a causa dell'ambiente relativamen-

te profondo in cui si depositò tale formazione; in queste condizioni, come noto, la discontinuità diventa una superficie di continuità.

Il carattere pronunciato e regionale della trasgressione alla base della O2, documentata dal conglomerato e dalle arenarie glauconitiche rispettivamente al M. Moscal ed al M. Brione, indica la sua probabile natura eustatica mentre, come già detto precedentemente, la discordanza stessa fu forse causata da un evento tettonico. Il definitivo ristabilimento dell'*highstand*, dopo il fortissimo abbassamento al limite Rupeliano/Cattiano, si verifica alla base dell'Aquitano. È quindi possibile che la successione trasgressiva della sequenza O2 sia da riferire a tale evento. Si è parlato, nelle pagine precedenti, dei problemi biostratigrafici esistenti a proposito del limite Oligocene - Miocene. Per la definizione biostratigrafica di tale limite, che non corrisponde a marcati rinnovamenti faunistici, vengono proposti vari eventi nella biostratigrafia a Foraminiferi planctonici ed a nannofossili calcarei. Esiste tuttora molta incertezza sull'evento biostratigrafico più conveniente e corretto da far corrispondere al limite in questione, anche perché spesso non esiste una perfetta corrispondenza tra i *datum event* dei vari gruppi. L'intervallo temporale legato a tale incertezza è però notevole e può arrivare sino a 2 - 3 milioni di anni. È evidente che questi problemi biostratigrafici sono stati affrontati anche da VAIL *et al.* (1977) e da HAQ *et al.* (1987) nella costruzione delle loro curve eustatiche: il limite Paleogene - Neogene è infatti segnato con una linea tratteggiata. Non essendo esposti con precisione i criteri biostratigrafici scelti, è anche evidente che l'attribuzione all'Aquitano inferiore della trasgressione discussa può essere considerata con una certa riserva. Secondo i criteri biostratigrafici scelti in questo lavoro, sulla base dei Foraminiferi planctonici, l'inizio della trasgressione della sequenza O2 si è verificato al tetto della Zona P22 (BLOW 1979) generalmente attribuita al Cattiano superiore e potrebbe essere quindi legato alle fluttuazioni indicate nelle già citate curve eustatiche al tetto dell'Oligocene.

RINGRAZIAMENTI

Un sentito ringraziamento va al Prof. Gb. DAL PIAZ per aver accolto il lavoro nelle MEMORIE DI SCIENZE GEOLOGICHE, da Lui dirette. Esprimo inoltre la più viva gratitudine al Prof. A. BOSELLINI, promotore di questa ricerca, per aver seguito costantemente lo sviluppo del lavoro e per la lettura critica del manoscritto. Desidero inoltre ringraziare i Proff. A. GARAVELLO, S. MONECHI, D. RIO, A. RUSSO, F. SIENA, A. SIROTTI, S. UNGARO ed i Dott. C. BARBUJANI, F.R. BOSELLINI e C. DOGLIONI per gli

utili consigli e per la determinazione di alcune faune. Un ringraziamento particolare va inoltre, per l'aiuto tecnico fornito, ai Sigg. G. BALBONI per le sezioni sottili, R. BRANDOLI per la parte fotografica, G. CALDERONI per le analisi di laboratorio, F. NALIN per la grafica. Le fotografie al microscopio elettronico sono state eseguite al C.M.E. dell'Università di Ferrara dalla Dott. M. R. BOVOLENTA, che ringrazio cordialmente.

BIBLIOGRAFIA

- ABED A. M. and SCHNEIDER W., 1980 - *A general aspect in the genesis of nodular limestone documented by the upper Cretaceous Limestone of Jordan*. Sedim. Geol., v. 26, n. 4, pp. 329-335, Amsterdam.
- AGIP MINERARIA, 1959 - *Esplorazione di Bovolone*. In: I giacimenti gassiferi dell'Europa occidentale, v. 2, pp. 441-444, Acc. Naz. Lincei e ENI, Roma.
- AHR W. M., 1973 - *The carbonate ramp: an alternative to the shelf model*. Gulf Coast Assoc. Geol. Soc. Trans., v. 23 pp. 221-225, Austin.
- ALBERTINI G., 1950 - *Geologia della Val di Sogno presso Malcesine sul Garda*. Mem. Museo Civ. St. Nat. Verona, v. 2, pp. 17-24, Verona.
- ANTOLINI P., BRAGA G. e FINOTTI F., 1980 - *I Briozoi dei dintorni di Rovereto (Monte Baldo settentrionale e Valle di Gresta)*. Mus. Civ. Rovereto, 82° pubbl., pp. 1-102, Calliano (Trento).
- ARNI P., 1965 - *L'évolution des Nummulitinae en tant que facteur de modification des dépôts littoraux*. Mém. B.R.G.M., v. 32, pp. 7-20, Paris.
- ARNI P. et LANTERNO E., 1973 - *Considerations paléocologiques et interprétation des calcaires de l'Éocène du Véronais*. Arch. Sc. Genève, v. 25, n. 2, pp. 251-253, Genève.
- ASSERETO R., CLARI P.A., GAETANI M., MASSARI F., SORBINI L. and STURANI C., 1975 - *Sedimentary gaps and associated structures in carbonate sequence*. 9° Congr. Internaz. Sedim., pp. 23-27, Nice.
- AUBOUIN J., 1964 - *Essai sur la paléogéographie post-triasique et l'évolution secondaire et tertiaire du versant Sud des Alpes orientales (Alpes méridionales; Lombardie et Venetie; Slovenie occidentale, Yugoslavie)*. Bull. Soc. Géol. Franc., v. 5, n. 7, pp. 730-766, Paris.
- AUBOUIN J., SIGAL J., BERLAND J.P., BLANCHET R., BONNEAU M., CADET J.P., GUILLOT P. M., LANCOUR A., PIAT B. et VICENTE J. C., 1970 - *Sur un bassin de flysch: stratigraphie et paléogéographie des flyschs crétacés de la Lombardie (versant sud des Alpes Orientales, Italie)*. Bull. Soc. Géol. Franc., v. 12, n. 7, pp. 612-658, Paris.
- BAILEY D. K., 1964 - *Crustal Warping. A possible tectonic control of alkaline magmatism*. Journ. Geophys. Res., v. 69, pp. 1103-1114, Washington.

- BAILEY D. K., 1970 - *Volatile flux, heat focussing and the generation of magma*. Geol. Journ., Spec. Issue, v. 2, pp. 177-186, London.
- BAILEY D. K., 1974 - *Continental rifting and alkaline magmatism*. In SORENSEN (ed.), *The alkaline rocks*, pp. 148-159, London.
- BALBONI E., 1979 - *L'emersione della piattaforma atesina. Sedimentologia e biostratigrafia*. Tesi di laurea inedita, Università di Ferrara.
- BARBIERI G., DE ZANCHE V., MEDIZZA F. e SEDEA R., 1981 - *Considerazioni sul Vulcanismo Terziario del Veneto occidentale e del Trentino Meridionale*. Rend. Soc. Geol. It., v. 4, pp. 267-270, Roma.
- BARBIN V., sous presse - *Le priabonienne dans sa regione-type (Vicentin, Italie du Nord). Stratigraphie; micropaléontologie; Essai d'intégration dans l'échelle chronostratigraphique*. Mem. Sc. Terre, Univ. P. et M. Curie, Paris.
- BARONI C. e VERCESI P.L., 1987 - *Nuovi affioramenti oligocenici nella zona di Monte S. Bartolomeo di Salò e loro implicazioni geologiche (Bresciano orientale)*. Rend. Soc. Geol. It., v. 10, pp. 17-20, Roma.
- BASSANI F., 1883 - *Intorno ad un nuovo giacimento itiolitico nel M. Moscal (Veronese)*. Atti Soc. Ven. Trent. Sc. Nat., v. 9, n. 1, Padova.
- BERGER A. L., 1976 - *Obliquity and precession for the last 5.000.000 years*. Astronomy and Astrophysics, v. 51, pp. 127-135, Paris.
- BERGGREN W. A., KENT D. V. and VAN COUVERING J. A., 1985 - *Giurassic to Paleogene Geochronology*. In SNELLING (ed.), Mem. 10, Geol. London., B. Sc. Publ., Part 2, London.
- BIOLZI M., 1985 - *The Oligocene/Miocene boundary in selected atlantic, mediterranean and paratethyan sections based on biostratigraphy and stable isotope evidence*. Mem. Sc. Geol., v. 37, pp. 303-378, Padova.
- BITTNER A., 1879 - *Der geologische Bau des Südl. Baldo Gebirges*. In Bollettino R. Comitato Geologico It., Verhandlungen K.K. geol. Reichanstalt 1878, n. 17., n. 1-2, pp. 396-402, Wien.
- BIZON G. et BIZON J.J., 1972 - *Atlas des principaux foraminifères planctoniques du bassin méditerranéen. Oligocène à Quaternaire*. Editions Technip, 316 pp., Paris.
- BLANC-VERNET L., PUJOS M. et ROSSET-MOULINIER M., 1984 - *Les Cénoses de Foraminifères benthiques des plateaux continentaux français (Manche, Sud-Gascogne, Ouest Provence)*. In Benthos '83, 2nd int. Symp. Benthic Foraminifera, pp. 71-79, Pau.
- BLOW W. H., 1969 - *Late Middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy*. Proc. First. Internat. Conf. Plankt. Microf. Geneva 1967, v. 1, pp. 199-422, Leiden.
- BLOW W. H., 1979 - *The Cenozoic Globigerinida*. E.J. Brill, 3 voll., 1413 pp., Leiden.
- BOERSMA A., 1986 - *Eocene-Oligocene Atlantic paleo-oceanography using benthic Foraminifera*. In Ch. POMEROL and I. PREMOLI SILVA (eds.), *Developments in Paleontology and Stratigraphy, Terminal Eocene events*, v. 9, pp. 225-236, Amsterdam.
- BOLLI H. M., 1957 - *The genera Globigerina and Globorotalia in the Paleocene-Lower Eocene Lizard Springs Formation of Trinidad*. B.W.I.U.S. Nat. Mus. Bull., n. 215, pp. 61-82., Washington.
- BOLLI H.M., 1966 - *Zonation of Cretaceous to Pliocene marine sediments based on Planktonic Foraminifera*. Bol. Infr. Ass. Venezolana Geol. Min. y Petr., v. 9, n. 1, pp. 3-32, Caracas.
- BOLLI H. M., CITA M.B. e SCHAUB M., 1962 - *Il limite Cretaceo-Terziario nella catena del Monte Baldo*. Boll. Soc. Geol. Ital., v. 3, pp. 149-168, Roma.
- BORSI S., FERRARA G., PICCOLI G., 1969 - *Determinazione col metodo K/Ar delle eruzioni Euganee*. Rend. Soc. It. Min. Petr., v. 25, pp. 27-34, Milano.
- BOSELLINI A., 1965 - *Lineamenti strutturali delle Alpi Meridionali durante il Permo-Trias*. Mem. Mus. Storia Nat. Ven. Trident., v. 15, n. 3, pp. 1-73, Trento.
- BOSELLINI A., 1973 - *Modello geodinamico e paleotettonico delle Alpi Meridionali durante il Giurassico-Cretacico. Sue possibili applicazioni agli Appennini*. In B. ACCORDI et al. (eds.), *Moderne vedute sulla Geologia dell'Appennino*, Acc. Naz. Lincei, Quad. 183, pp. 163-205, Roma.
- BOSELLINI A., 1989 - *Dynamics of Tethyan Carbonate Platform*. In CREVELLO et al. (eds.), *Controls on Carbonate Platform and Basin Platform*, S.E.P.M., Publ. Spec. n. 44, pp. 3-13, Tulsa.
- BOSELLINI A., BROGLIO LORIGA C. e Busetto C., 1978 - *I bacini cretacei del Trentino*. Riv. Paleont. Strat., v. 84, n. 4, pp. 897-946, Milano.
- BOSELLINI A. e CADROBBI M., 1959 - *Geologia della parte meridionale del M. Stivo. (Trentino Meridionale)*. St. Trent. Sc. Nat., v. 36, n. 2, pp. 108-127, Trento.
- BOSELLINI A. e FERRI R., 1980 - *La formazione di Livi-nallongo (Buchenstein) nella Valle di San Lucano (Ladinico inferiore, Dolomiti Bellunesi)*. Ann. Univ. Ferrara, Sez. 9, Sc. geol. e Paleont., v. 6, n. 5, pp. 63-89, Ferrara.
- BOSELLINI A. e LUCIANI V., 1985 - *Contributo alla conoscenza dell'hard ground di Nago*. Rend. Soc. geol. Ital., v. 8, pp. 61-64, Roma.
- BOSELLINI A., RUSSO A., ARUSH M. A. and CABDULQADIR M.M., 1987 - *The Oligo-Miocene of Eil (NE Somalia): a prograding Coral-Lepidocyclina System*. Journ. African Earth Sc., v. 6, n. 4, pp. 583-593, Oxford.
- BOSELLINI F. R., 1988 - *Facies a Coralli dell'Oligocene. Loro inquadramento nella "Stratigrafia sequenziale" del Terziario veneto*. Tesi di laurea inedita, Università di Modena.
- BOSELLINI F. R. and RUSSO A., in press - *The Oligocene Actinacis coral community of the Southern Alps (Italy): temperature vs. terrigenous control*. Proc. 6th Int. Coral Reef Symp., Townsville.
- BOSELLINI F. R., LUCIANI V., RUSSO A. e SIROTTI A., 1988 - *Emendamenti alla stratigrafia paleogenica del M. Baldo (Alpi Meridionali, Italia)*. Boll. Soc. Paleont. Ital., v. 27, n. 3, pp. 361-366, Modena.
- BOYD F. R. and MACGREGOR I. D., 1974 - *Ultramafic rocks*. Carnegie Inst. Wash. Yr. Book 63, pp. 153-156, Washington.
- BRACK P., 1981 - *Structure in the Southwestern border of the Adamello intrusion (Alpi Bresciane, Italy)*. Schweiz. Min. Petr. Mitt., v. 61, pp. 37-50, Zürich.
- BRUGNATTI M.A. e UNGARO S., 1987 - *Analogie e differenze tra Solenomeris (Alga) e Gypsina (Foraminifero)*. Ann. Univ. Ferrara, Sez. 9, Sc. Geol. e Paleont., v. 9, n. 5, pp. 1-14, Ferrara.
- CADROBBI M., 1958 - *Studio geotettonico dei Monti a Nord di Arco (Trentino Meridionale)*. Centro Studi Petr. Geol. C.N.R. Univ. Padova, pp. 1-83, Padova.
- CARTER R. M., 1975 - *A discussion and classification of subaqueous mass-transport with particular application to grain-flow, slurry-flow and fluxoturbidites*. Earth Sc. Reviews, v. 1, n. 2, pp. 145-177, Amsterdam.
- CASSINIS G., 1978 - *Stratigrafia e tettonica dei terreni mesozoici compresi tra Brescia e Serle*. Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, v. 19, pp. 50-152, Pavia.
- CASSINIS G. e CASTELLARIN A., 1981 - *Foglio 35, Riva*. In A. CASTELLARIN (ed.), *Carta tettonica delle Alpi Meridionali alla scala 1:200.000*, Prog. Final. Geod. C.N.R., v. 441, pp. 124-134, Bologna.
- CASSINIS G. e CASTELLARIN A., 1988 - *Il significato delle linee della Gallinera e delle Giudicarie Sud nella Geologia dell'Adamello e zone circostanti*. Atti Ticin. Sc. Terra, v. 31, pp. 446-462, Pavia.
- CASTELLARIN A., 1962 - *Serie stratigrafiche paleogeniche dei dintorni di Rovereto*. Mem. Soc. Geol. It., v. 3, pp. 169-190, Roma.
- CASTELLARIN A., 1963 - *Gli apparati esplosivi di Contrada Taioli (Veronese occidentale) e di M. Biaena (Trentino Meridionale)*. Boll. Soc. Geol. It., v. 81, pp. 215-225, Roma.
- CASTELLARIN A., 1966 - *I tufi eocenici a struttura caotica dei dintorni di Rovereto (Trentino meridionale). Il problema delle tufiti*. Giorn. Geol., ser. 2°, v. 33, n. 2, pp. 417-440, Bologna.
- CASTELLARIN A., 1970 - *Calcare di Chiusole*. Studi Illustr. Carta Geol. It. Formaz. Geol., v. 4, pp. 1-11, Roma.
- CASTELLARIN A., 1972 - *Evoluzione paleotettonica sin-sedimentaria del limite tra "Piattaforma veneta" e "Bacino lombardo" a nord di Riva del Garda*. Giorn. Geol. v. 38, pp. 11-212, Bologna.
- CASTELLARIN A., 1973 - *Tufiti nella piattaforma carbonatica eocenica del Trentino e Veronese*. Soc. Ital. Miner. Petr., v. 29, n. 2, pp. 553-556, Milano.
- CASTELLARIN A., 1976 - *Ipotesi paleogeografica sul Bacino del Flysch sudalpino cretacico*. Boll. Soc. Geol. It., v. 95, n. 3-4, pp. 501-511, Roma.
- CASTELLARIN A., 1980 - *The Garda escarpment: shelf edge of the Trento Platform and margin of the Lombard Basin*. Abh. Geol. B. - A., 26° C.G.I., v. 34, pp. 318-322, Wien.
- CASTELLARIN A. e CITA B. M., 1969a - *Calcare di Nago*. Studi Illustr. Carta Geol. It. Formaz. Geol., Fasc. 2, Serv. Geol. It., pp. 49-64, Roma.
- CASTELLARIN A. et CITA B. M., 1969b - *La coupe priabonienne de Nago (Prov. Trento) et la limite Éocène-Oligocene*. Mém. B.R.G.M., n. 69, pp. 93-117, Paris.
- CASTELLARIN A. et CITA M. B., 1969c - *Étude de quelques coupe priabonienne dans le Monte Baldo (Prov. Verona et Trento) et discussion de limite de l'étage*. Mem. B.R.G.M., v. 69, pp. 119-140, Paris.
- CASTELLARIN A. e CITA B. M., 1970a - *Formazione Acquenera*. Studi Illustr. Carta Geol. It. Formaz. Geol., v. 4, pp. 121-134, Roma.
- CASTELLARIN A. e CITA M. B., 1970b - *Calcare del Monte delle Erbe*. Studi Illustr. Carta Geol. It. Formaz. Geol., v. 4, pp. 103-119, Roma.
- CASTELLARIN A. e CITA M. B., 1970c - *Gruppo del Monte Baldo*. Studi Illustr. Carta Geol. It. Formaz. Geol., v. 4, pp. 131-135, Roma.
- CASTELLARIN A. e FARABEGOLI E., 1974 - *Cicli sedimentari di spiaggia nell'Oligocene di Cavalo (M. Lessini, Verona)*. Giorn. Geol., v. 39, n. 2, pp. 393-420, Bologna.
- CASTELLARIN A., FESCE A. M., PICOTTI V., PINI G. A., PROSSER G., SARTORI R., SELLI L., CANTELLI L. and RICCI R., 1988 - *Structural and kinematic analysis of the Giudicarie deformation belt. Implication for compressional tectonics of Southern Alps*. Miner. Petrogr. Acta., v. 30, pp. 287-310, Bologna.
- CASTELLARIN A. e PICCOLI M., 1966 - *I vulcani eocenici dei dintorni di Rovereto*. Giorn. Geol., v. 33, n. 2, pp. 293-365, Bologna.
- CITA M. B., 1948 - *Ricerche stratigrafiche e micropaleontologiche sul Cretacico e sull'Eocene di Tignale*. Riv. Ital. Paleont. Strat., v. 54-55, pp. 49-74, Milano.
- CITA M. B., 1950 - *L'Eocene della sponda occidentale del Lago di Garda*. Riv. Ital. Paleont. Strat., v. 56, n. 3-4, pp. 81-111, pp. 129-152, Milano.

- CITA M. B. et SCIPOLO C., 1962 - *Chapmanina gassinensis SILVESTRI dans l'Oligocene du Monte Baldo (Italia)*. Rev. Micropal., v. 4, n. 3, pp. 121-134, Paris.
- CONATO V. e MARTINIS B., 1955 - *Osservazioni sul Miocene dei Colli veronesi e vicentini*. Riv. Ital. Paleont. Strat., v. 61, n. 2, pp. 53-65, Milano.
- CUSHMAN J. A., 1937 - *A monograph of the Foraminiferal Family Verneulinidae*. Cush. Lab. Foram. Res., Sp. Publ. n. 7, pp. 1-157, Lawrence.
- DAL PIAZ G. B., 1932 - *Sulla fauna, l'età e l'origine dei tufi basaltici di Brentonico nel Trentino*. Boll. Ist. Min. Geol. Geogr. Fis. Univ. Padova, v. 7, pp. 1-8, Padova.
- DAL PIAZ G. V., HUNZIKER J. e MARTINOTTI G., 1972 - *La zona Sesia-Lanzo e l'evoluzione tettono-metamorfica delle Alpi nord-occidentali interne*. Mem. Soc. Geol. It., v. 11, pp. 433-460, Roma.
- DAL PIAZ G. V., HUNZIKER J. C. and STERN W. B., 1978 - *The Sesia-Lanzo Zone, a slice of subducted continental crust*. U.S. Geol. Survey Open-File Report, v. 78, n. 101, pp. 82-86, Washington.
- DAL PRÀ A. e MEDIZZA F., 1967 - *Microstratigrafia delle formazioni al limite Cretaceo-Terziario nel Vicentino orientale*. Riv. Ital. Paleont. Strat., v. 73, n. 1, pp. 275-310, Milano.
- DE MULDER E. F. J., 1975 - *Microfauna and sedimentary-tectonic history of the Oligocene-Miocene of the Ionian Islands and Western Epirus (Greece)*. Utrecht Micropal. Bull., v. 13, pp. 1-140, Utrecht.
- DE VECCHI G., GREGNANIN A. e PICCIRILLO E. M., 1976 - *Aspetti petrogenetici del Vulcanesimo Terziario Veneto*. Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, v. 30, pp. 1-32, Padova.
- DE VECCHI G. e SEDEA R., 1974 - *Sui basalti eocenici dei Colli Euganei*. Mem. Ist. Geol. Miner. Univ. Padova, v. 31, pp. 1-26, Padova.
- DE ZANCHE V. e CONTERNO T., 1972 - *Contributo alla conoscenza geologica dell'orizzonte eocenico di Ronca nel Veronese e nel Vicentino*. Atti Mem. Acc. Patavina, Cl. Sc. Mat. Nat., v. 84 (1971-72), pp. 287-295, Pavia.
- DE ZANCHE V., SORBINI L. e SPAGNA V., 1977 - *Geologia del territorio del comune di Verona*. Mem. Mus. Civ. St. Nat. Verona serie II, Sez. Sc. della Terra, v. 1, pp. 1-52, Verona.
- DI NAPOLI ALLIATA E., PROTO DECIMA F. e PELLEGRINI G. B., 1970 - *Studio geologico, stratigrafico e micropaleontologico dei dintorni di Belluno*. Mem. Soc. Geol. It., v. 9, pp. 1-28, Roma.
- DIENI I. e PROTO DECIMA F., 1970 - *Documentazione paleontologica dell'età oligocenica inferiore del vulcanesimo euganeo*. Atti Mem. Acc. Patavina, Cl. Sc. Mat. Nat., v. 82, pp. 321-360, Pavia.

- DIETRICH V., 1976 - *Evolution on the Eastern Alps: a plate tectonics working hypothesis*. Geology, v. 4, n. 3, pp. 147-152, Boulder.
- DOGLIONI C. and BOSELLINI A., 1987 - *EOALPINE AND MESOALPINE TECTONICS IN THE SOUTHERN ALPS*. Geol. Rundschau, v. 77, n. 3, pp. 734-754, Stuttgart.
- DOLLFUSS G. F., 1909 - *Essai sur l'étage aquitainien*. Bull. Serv. Carte Géol. Fr., v. 19, pp. 379-508, Paris.
- DROOGER G. W. and LAAGLAND H., 1986 - *Larger Foraminiferal Zonation of the European-Mediterranean Oligocene*. Palaeontology, Proc. B, v. 89, n. 2, pp. 135-147, London.
- DUGONI G., 1987 - *Analisi di facies di successioni carbonatiche al passaggio piattaforma-bacino*. Tesi di Dottorato, Consorzio Università di Ferrara, Firenze, Parma, Pavia, Perugia, Siena.
- FABIANI R., 1915 - *Il Paleogene veneto*. Mem. Ist. Geol. R. Univ. Padova, v. 3, pp. 1-336, Padova.
- FABIANI R., 1919 - *Guida geologica delle Colline di Verona*. Atti Acc. Agr. Sc. e Lett. di Verona, s. 4^o, v. 21, pp. 1-14, Verona.
- FABIANI R., 1922 - *Il Terziario del Trentino*. Mem. Ist. Geol. R. Univ. Padova, v. 6, pp. 1-60, Padova.
- FABIANI R., 1930 - *Sviluppo e caratteri del Terziario del Trentino*. Atti 19^o Riunione Soc. Ital. progr. Sci., v. 2, pp. 237-249, Roma.
- FERRERO MORTARA E., 1987 - *Miogypsinidi della serie oligo-miocenica della Collina di Torino (Italia Nord-Occidentale)*. Boll. Soc. Paleont. Ital., v. 26, pp. 119-150, Modena.
- FISHER W. L. and MACGOWEN J. H., 1969 - *Depositional System in the Wilcox group (Eocene) of Texas and their relationship to occurrence of oil and gas*. A.A.P.G. Bull., v. 53, pp. 30-54, Tulsa.
- FLEXER A., ROSENFELD A., LIPSON-BENITAH S. and HONIGSTEIN A., 1986 - *Relative Sea Level Changes During the Cretaceous in Israel*. A.A.P.G. Bull., v. 70, n. 11, pp. 1685-1699, Tulsa.
- FLÜGEL H. W., 1987 - *The Eoalpine history of the Eastern Alps. Introduction and Epilogue*. In H.W. FLÜGEL and P. FAULP (eds.), Geodynamics of the Eastern Alps, pp. 9-15, Wien.
- FOGELGESANG J. F., 1975 - *Sur les Alpes Calcaires Meridionales: Géologie du Monte Baldo septentrional (Prov. de Trente, Italie) et aspect géochimiques de la sédimentation pélagique des zones tridentine et lombarde au Giurassique*. Tesi di Laurea inedita del 3^o ciclo, Université P. et M. CURIE, Paris.
- FRASCARI RITONDALE SPANO F., 1966 - *Osservazioni stratigrafiche e tettoniche sui dintorni di Calvene nel Vicentino*. Ann. Mus. Geol. Bologna, serie 2^o, v. 34, n. 1, pp. 307-340, Bologna.

- FRASCARI RITONDALE SPANO F., 1970 - *Osservazioni stratigrafiche e tettoniche sui dintorni di Calvene nel Vicentino*. Mém. B.R.G.M., v. 69, pp. 173-181, Paris.
- FUGANTI A. e MOSNA S., 1963 - *Il Cretaceo nel Trentino Centrale*. Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, v. 14, pp. 81-116, Pavia.
- GAETANI M. and JADOUL F., 1979 - *The structure of the Bergamasco Alps*. Rend. Acc. Naz. Lincei, v. 65, pp. 411-416, Roma.
- GARAVELLO A. M. e DUGONI G., 1983 - *La successione eocenica di Aldeno (Trentino meridionale) (Cronostratigrafia ed evoluzione ambientale)*. Riv. Ital. Paleont. Strat., v. 88 (1982), n. 4, pp. 613-640, Milano.
- GELATI R., CASCONI A. e PAGGI L., 1982 - *Le unità stratigrafiche aptiano-maastrichtiane delle Prealpi Bergamasche*. Riv. It. Paleont. Strat., v. 88, n. 1, pp. 75-112, Milano.
- GELATI R. e GNACCOLINI M., 1988 - *Sequenze deposizionali in un bacino episuturale, nella zona di raccordo tra Alpi ed Appennino*. Atti Ticin. Sc. Terra, v. 31, pp. 340-350, Pavia.
- GELATI R., NAPOLITANO A. e VALDISTURLO A., 1988 - *La "Gonfolite Lombarda": stratigrafia e significato nell'evoluzione del margine sudalpino*. Riv. It. Paleont. Strat., v. 94, n. 2, pp. 285-332, Milano.
- GIACOMELLI P., 1896 - *Alcune note sui basalti dei dintorni di Mori*. Annuario S.A.T., v. 19, pp. 393-421, Rovereto.
- GIESE P. e MORELLI C., 1973 - *La struttura della crosta terrestre in Italia*. Acc. Naz. Lincei, v. 183, pp. 317-362, Roma.
- GREEN D. H. and RINGWOOD A. E., 1970 - *Mineralogy of peridotitic compositions under upper mantle conditions*. Phys. Earth Plan. Int., v. 3, pp. 359-371, Amsterdam.
- GREINER G. O. D., 1969 - *Recent benthonic foraminifera; environmental factors controlling their distribution*. Nature, v. 233, n. 5202, pp. 168-170, London.
- GÜMBEL C. V., 1896 - *Über die Grünerde von Monte Baldo*. Sitzungsber. K. Bayer. Akad., Wiss. Math.-Phys. Cl., v. 26, pp. 545-604, München.
- HAGN H., 1956 - *Geologische und palaeontologische Untersuchungen im Tertiär des Monte Brione und seiner Umgebung (Gardasee, Ober-Italien)*. Paläontographica Abt. A, v. 107, pp. 67-210, Stuttgart.
- HALLOCK P. and GLENN E. C., 1986 - *Larger Foraminifera: a tool for paleoenvironmental Analysis of Cenozoic Carbonate Depositional Facies*. Palaios, v. 1, pp. 55-64, Santa Cruz.
- HAQ B., HARDENBOL J. and VAIL P. R., 1987 - *Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic*. Science, v. 235, pp. 1156-1167, Washington.

- HOTTINGER L., 1983 - *Processes determining the distribution of Larger Foraminifera in space and time*. In J.E. MEULENKAMP (Ed.), Reconstruction of marine paleoenvironments. Utrecht Micropal. Bull., v. 30, pp. 239-253, Utrecht.
- HOTTINGER L. und SCHAUB H., 1960 - *Zur Stufenenteilung des Paleocaens und des Eocaens. Einführung der Stufen Ilerdien und Biarritzien*. Ecl. Geol. Helv., v. 54, pp. 453-480, Basel.
- HUNZIKER J. C., 1974 - *Rb-Sr and K-Ar determinations and the alpine tectonics history of the western Alps*. Mem. Ist. Geol. Miner. Univ. Padova, v. 31, pp. 1-54, Padova.
- IACCARINO S., 1985 - *Mediterranean Miocene and Pliocene Planktic Foraminifera*. In H. M. BOLLI, J. B. SAUNDERS, K. PERCH-NIELSEN (eds.), Plankton Stratigraphy, Cambridge Earth Science Series, pp. 283-314, Cambridge.
- IACCARINO S. and SALVATORINI G., 1982 - *A framework of Planktonic foraminiferal biostratigraphy for early Miocene to late Pliocene Mediterranean area*. Paleont. stratigr. evol., v. 2, pp. 25-115, Amsterdam.
- JAMES N. P. and MOUNTJOY E. W., 1983 - *Shelf-slope break in fossil carbonate platforms: an overview*. In D.J. STANLEY and G. T. MOORE (eds.), The shelfbreak: critical interface on continental margins, S.E.P.M., Spec. Publ. n. 33, pp. 189-206, Tulsa.
- JENKINS H. C., 1974 - *Origin of red nodular limestones (Ammonitico Rosso, Knollenkalk) in the Mediterranean Jurassic: a diagenetic model*. Spec. Publ. Int. Ass. Sediment., v. 1, pp. 249-271, Oxford.
- KELLER G., 1980 - *Early to middle Miocene Planktonic Foraminiferal datum levels of the equatorial and subtropical Pacific*. Micropal., v. 26, n. 4, pp. 371-391, New York.
- KELLER G., 1983 - *The Paleogene-Neogene Boundary in the equatorial Pacific Ocean*. Riv. It. Paleont. Strat., v. 89, n. 4, pp. 529-556, Milano.
- KELLER G. and BARRON J. A., 1983 - *Paleoceanographic Implications of Miocene Deep Sea Hiatuses*. Geol. Soc. Am. Bull., v. 94, pp. 590-615, Boulder.
- LAGHI G. F. and SIROTTI A., 1982 - *Orbitoclypeus SILVESTRI, 1907: revision of the type-specimens*. Boll. Soc. Paleont. Ital., v. 21, n. 1, pp. 1-4, Modena.
- LAUBSCHER H. P., 1974 - *The tectonics of subduction in the alpine system*. Mem. Soc. Geol. It., suppl. 2, v. 13, pp. 275-283, Roma.
- LAUBSCHER H.P. and BERNOULLI D., 1982 - *History and deformation of the Alps*. In K.J. HSU (ed.), Mountain building processes, Academic Press, pp. 169-180, Orlando.

- LEHNER B. L., KNAPPERTSBUSH M. W. and HEER P. H., 1987 - *Biostratigraphy, Lithostratigraphy and Sedimentology of the Maiolica Lombarda and the Scaglia Lombarda on the West side of Lake Garda (Northern Italy)*. Mem. Sc. Geol., v. 34, pp. 1-35, Padova.
- LEONOV G. P. and ALIMARINA V. P., 1961 - *Stratigraphy and planktonic foraminifers of the "transitional" Cretaceous to Paleocene beds of the central Paracaucasus*. Moskov Univ. Izd., pp. 29-53, Moskov.
- LEPSIUS R., 1878 - *Das Westliche Süd-Tirol geologisch dargestellt*. HERTZ (ed.), pp. 1-375, Berlin.
- LINDENBERG H.G., 1966 - *Die Bolivinen (Foram.) der Haringer Schichten. Mikropaleontologische Untersuchungen im Alttertiär des Unterinntal Gebiets*. Boll. Soc. Paleont. Ital., v. 4, n. 1, pp. 64-160, Modena.
- LUCIANI V., 1987 - *La dorsale paleogenica M. Baldo - M. Bondone (Trentino meridionale): significato paleogeografico e paleotettonico*. Riv. It. Paleont. Strat., v. 93, n. 4, pp. 507-520, Milano.
- LUCIANI V., 1988a - *Biostratigrafia al limite Cretaceo-Terziario nella Valle del Vaiont (Alpi Bellunesi) (Nota preliminare)*. Ann. Univ. Ferrara, Sez. 9^o, Sc. Terra, v. 1, n. 2, pp. 19-29, Ferrara.
- LUCIANI V., 1988b - *Sequence Stratigraphy of the Monte Brione section (Tertiary of Lake Garda, N. Italy)*. Atti Acc. Lincei Rend. fis., S. 8, v. 82, pp. 1-12, Roma.
- LUCIANI V., 1989 - *Lacune e discordanze nella successione oligo-miocenica di M. Moscal (M. Baldo meridionale, Provincia di Verona)*. Ann. Univ. Ferrara (Nuova Serie), Sez. Sc. Terra, v. 2, n. 1, pp. 1-18, Ferrara.
- LUCIANI V., BARBUJANI C. e BOSELLINI A., 1988 - *Facies e cicli del Calcere di Nago (Eocene superiore, Trentino meridionale)*. Ann. Univ. Ferrara, Sez. Sc. Terra, v. 1, n. 4, pp. 47-62, Ferrara.
- LUCIANI V. e LUCCHI GARAVELLO A. M., 1986 - *Biostratigrafia del Paleogene pelagico del Bacino del Sarca (Trentino Meridionale)*. St. Trent. Sc. nat. Acta Geol., v. 62, pp. 19-70, Trento.
- LUTERBACHER M. P. e PREMOLI SILVA I., 1964 - *Biostratigrafia del limite Cretaceo-Terziario nell'Appennino centrale*. Riv. It. Paleont. Strat., v. 70, n. 1, pp. 67-128, Milano.
- MASSARI F., GRANDESSO P., STEFANI C. and JOBSTRAIBIZER P. G., 1986 - *A small polyhistory foreland basin evolving in a context of oblique convergence: The Venetian basin (Chattian to Recent, Southern Alps, Italy)*. Spec. Publ. int. Ass. Sediment., v. 8, pp. 141-168, Oxford.
- MASSARI F. e MEDIZZA F., 1973 - *Stratigrafia e paleogeografia del Campaniano-Maastrichtiano nelle Alpi Meridionali (con particolare riguardo agli hard ground della Scaglia rossa veneta)*. Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, v. 28, pp. 1-62, Padova.
- MATTEUCCI R. e SCHIAVINOTTO F., 1977 - *Studio biometrico di Nephrolepidina, Eulepidina e Cicloclypeus in due campioni dell'Oligocene di M. La Rocca, L'Aquila (Italia centrale)*. Geologica Romana, v. 16, pp. 141-173, Roma.
- MAYER K., 1858 - *Versuch einer neuen Klassifikation der Tertiär-Gebilde Europas*. Verhandl. Allgem. Schweizerisch. Gesellschaft für die gesammten Naturwissenschaften, v. 42, pp. 195-199, Basel.
- MC ILREATH I. A. and JAMES N. P., 1978 - *Facies model 12; Carbonate slopes*. Geosci. Canada, v. 5, n. 4, pp. 189-199, Ottawa.
- MILNES A. G., 1978 - *Structural zones and continental collision, Central Alps*. Tectonophysics, v. 47, pp. 369-392, Amsterdam.
- MONACO P., NOCCHI M. e PARISI G., 1987 - *Analisi stratigrafica e sedimentologica di alcune sequenze pelagiche dell'Umbria sud-orientale dall'Eocene inferiore all'Oligocene inferiore*. Boll. Soc. Geol. It., v. 106, pp. 71-91, Roma.
- MÜLLER K., 1973 - *Das "Randcenoman" der Nördlichen Kalkalpen und seine Bedeutung für den Ablauf der ostalpinen Deckenüberschiebungen und ihrer Schubweiten*. Geol. Rundschau, v. 62, n. 1, pp. 54-96, Stuttgart.
- MULLINS H. T., NEUMANN A. C., WILBUR R. J. and BOARDMAN M. R., 1980 - *Nodular Carbonate Sediments on Bahamian Slopes: Possible Precursor to Nodular Limestone*. Journ. Sedim. Petr., v. 50, n. 1, pp. 145-177, Tulsa.
- MURRAY J. W., 1973 - *Distribution and Ecology of living benthic Foraminiferids*. Heinemann Educational Books (ed.), pp. 1-274, London.
- NICHOLS R. A., 1966 - *Petrology of irregular nodule beds, Lower Carboniferous, Anglesey, North Wales*. Geology Mag., v. 103, pp. 477-486, London.
- NICOLIS E., 1884 - *Oligocene e Miocene nel sistema del M. Baldo*. Mem. Agr. Atti Comm., pp. 1-48, Verona.
- NOBEL J. P. and HOWELLS K. D. M., 1974 - *Early marine lithification of the nodular limestones in the Silurian of New Brunswick*. Sedimentology, v. 22, pp. 597-609, Amsterdam.
- NOCCHI M., PARISI G., MONACO P., MATILDE M., MONECHI S., in press - *Biostratigraphy and paleoenvironmental changes of the foraminiferal and calcareous nannofossil assemblage from Middle Eocene to Early Oligocene southeastern Umbria Scaglia sequences, Italy*.
- NOCCHI M., PARISI G., MONACO P., MONECHI S., MATILDE M., NAPOLEONE G., RIPEPE M., ORLANDO M., PREMOLI SILVA I., 1986 - *The Eocene-Oligocene boundary in the Umbrian pelagic sequences, Italy*. In Ch. POMEROL and I. PREMOLI SILVA, (eds.), *Developments in Paleontology and Stratigraphy*, v. 9, Terminal Eocene Events, pp. 25-40, Amsterdam.

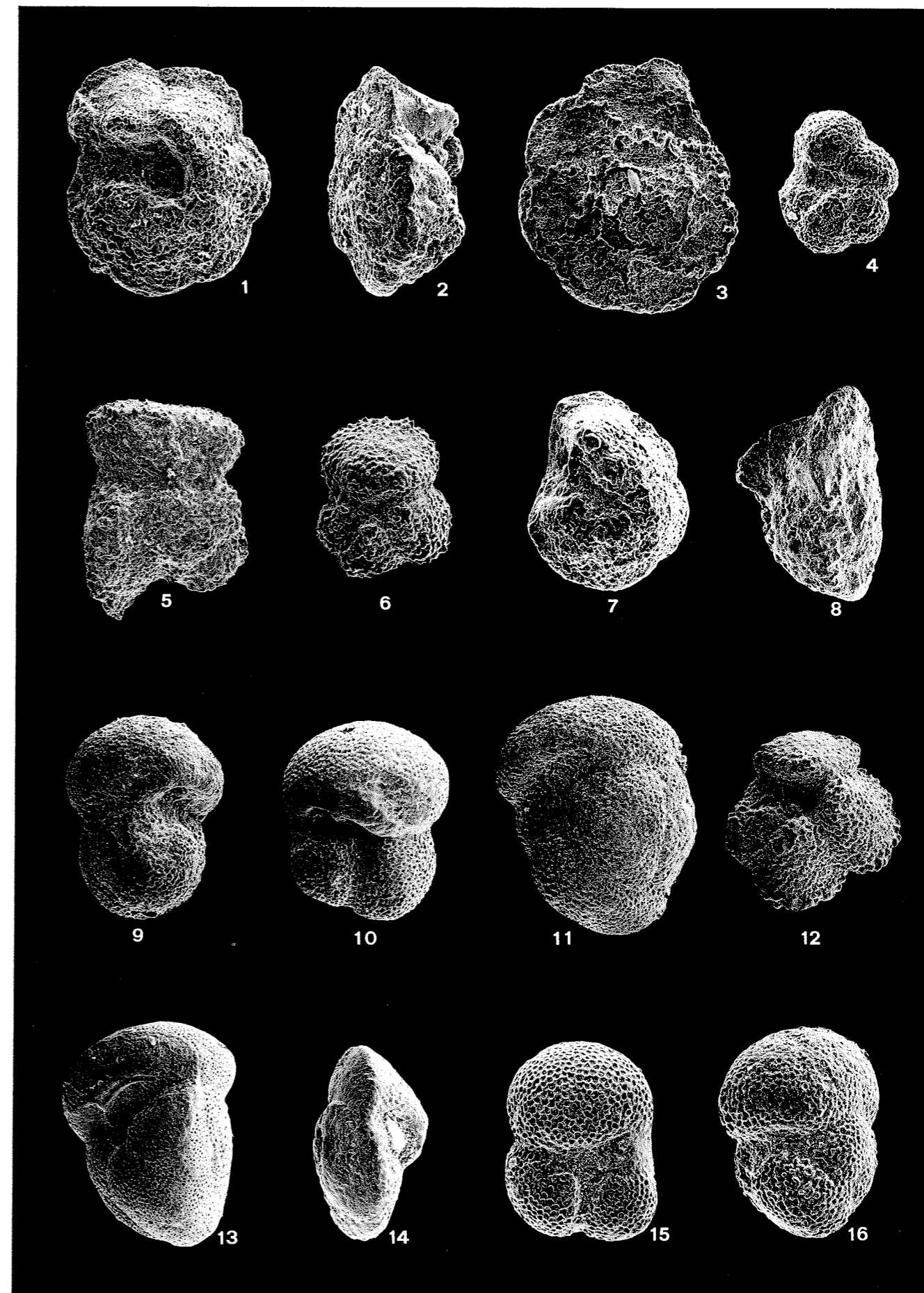
- OBERHAUSER R., 1968 - *Beiträge zur Kenntnis der Tektonik und der Paläogeographie während der Oberkreide und dem Paläogen im Ostalpenraum*. Jb. geol. Bundesanst., v. 111, pp. 115-145, Wien.
- OKADA H. and BUKRY D., 1980 - *Supplementary modification and introduction of code numbers to the low latitude coccolith biostratigraphy zonation*. Mar. Micropal., v. 5, n. 3, pp. 321-325, Amsterdam.
- PASA A., 1939 - *L'Eocene inferiore del Veronese occidentale*. Atti Soc. Ital. Sc. Nat., v. 78, pp. 346-356, Milano.
- PASA A., 1948 - *Carta Geologica delle Tre Venezie, Foglio n. 35 Riva*. Uff. Idr. Magistrato alle Acque, Venezia.
- PETTIJOHN E. J., 1975 - *Sedimentary rocks*. 3^o ediz., Harper Intern. (ed.), 628 pp., New York.
- PICCOLI G., 1958 - *Contributo alla conoscenza del vulcanismo terziario veneto*. Rend. Acc. Naz. Lincei, Cl. Sc. Fis. Mat. Nat., v. 24, n. 8, pp. 550-556, Roma.
- PICCOLI G., 1962 - *Recenti ricerche geologiche sulle manifestazioni vulcaniche cretaceo-cenozoiche delle Venezie*. Boll. Soc. Geol. Ital., v. 82, pp. 97-108, Roma.
- PICCOLI G., 1966 - *Studio geologico del vulcanesimo paleogenico veneto*. Mem. Ist. Geol. Miner. Univ. Padova, v. 26, pp. 1-100, Padova.
- PICCOLI G. e DE ZANCHE V., 1968 - *Rapporti tra vulcanismo e sedimentazione nel Paleogene del Veneto (Italia nordorientale)*. 23^o Int. Geol. Congr., v. 2, pp. 49-60, Prague.
- PICCOLI G., SEDEA R., BELLATI R. e DI LALLO E., 1975 - *Note illustrative della carta geologica dei Colli Euganei alla scala 1:25.000*. Mem. Ist. Geol. Miner. Univ. Padova, v. 31, pp. 1-38, Padova.
- PLATT J. P., 1986 - *Dynamics of orogenic wedges and the uplift of high-pressure metamorphic rocks*. Bull. Geol. Soc. Amer., v. 97, pp. 1037-1053, Boulder.
- POIGNANT A. et PUJOL C., 1976 - *Nouvelles données micropaléontologiques (Foraminifères planctoniques et petits Foraminifères benthiques) sur le stratotype de l'Aquitainien*. Geobios, v. 9, pp. 577-607, Lyon.
- PREMOLI SILVA I. and BOLLI H. M., 1973 - *Late Cretaceous to Eocene planktonic Foraminifera and stratigraphy of Leg 15 sites in the Caribbean Sea*. Init. Rep. D.S.D.P., v. 15, pp. 449-547, Washington.
- PREMOLI SILVA I. and LUTERBACHER H. P., 1966 - *The Cretaceous-Tertiary boundary in the Southern Alps (Italy)*. Riv. It. Paleont., v. 72, n. 4, pp. 1183-1266, Milano.
- PREMOLI SILVA I. e PALMIERI V., 1962 - *Osservazioni biostratigrafiche sul Paleogene della Val di Non (Trento)*. Mem. Soc. Geol. It., v. 3, pp. 191-212, Roma.
- RAMPNOUX J. P., 1963 - *Étude géologique de la région située à l'ouest de Rovereto (Alpes méridionales, province de Trente, Italie)*. Bull. Soc. Géol. France, v. 5, n. 5, pp. 782-789, Paris.
- ROBASZYNSKY F., CARON M., GONZALES DONOSO J. M., WONDERS A. A. H. and E.W.G.P.F., 1984 - *Atlas of Late Cretaceous Globotruncanids*. Rev. Micropal., v. 26, n. 3-4, pp. 154-305, Paris.
- SARTI M., 1980 - *Frane sottomarine e debris flow in una successione carbonatico-torbiditica eocenica (Val d'Avesa, Verona)*. Ann. Univ. Ferrara, sez. 9, Sc. geol. paleont., v. 7, n. 4, pp. 65-89, Ferrara.
- SARTONI S., 1974 - *Nota preliminare sui Foraminiferi planctonici di un livello a Lepidocyclina dell'Oligocene superiore*. Atti Soc. Ital. Sc. Nat. Museo Civ. Storia Nat. Milano, v. 11, n. 2, pp. 204-212, Milano.
- SCHIAVINATO G., 1950 - *La provincia magmatica del Veneto sud-occidentale*. Mem. Ist. Geol. Miner. Univ. Padova, v. 17, pp. 1-40, Padova.
- SCHLANGER S. O. and JENKINS H. C., 1976 - *Cretaceous oceanic anoxic events: causes and consequences*. Geol. Mijnbouw, v. 55, n. 3-4, pp. 179-184, Den Haag.
- SCHUBERT R. J., 1900a - *Über Oligocän Bildungen aus dem Südlichen Tirol*. Verh. K. K. Geol. Reichsanst., pp. 370-372, Wien.
- SCHUBERT R. J., 1900b - *Der Clavulina szaboi horizont im oberen Val di Non (Süd-Tirol)*. Verh. K. K. geol. Reichsanst., pp. 79-85, Wien.
- SCHUBERT R. J., 1902 - *Neue und interessante Foraminiferen aus dem Südtiroler Alttertiär*. Beitr. Pal. Geol. Österr.-Ungarn und d. Orients, v. 14, pp. 9-26, Wien und Leipzig.
- SCUDELER BACCELLE L. e SEMENZA E., 1974 - *Flysch terzigeno con strutture contornitiche nel Cretacico delle Dolomiti Ampezzane. Caratteristiche sedimentologiche e significato geodinamico*. Ann. Univ. Ferrara, Sez. 9^o, Sc. Geol. Paleont., v. 5, n. 9, pp. 165-199, Ferrara.
- SEIGLIE G. A. and BAKER M. B., 1982 - *Foraminiferal Zonation of the Cretaceous off Zaire and Cabinda, West Africa and its Geological significance*. In J. S. WATKINS and C. L. DRAKE (eds.), *Studies in Continental Margin Geology*, A.A.P.G. Mem., v. 34, pp. 651-658, Tulsa.
- SETIAVAN R. J., 1983 - *Foraminifera and microfacies of the type Priabonian*. Utrecht Micropaleont. Bull., v. 29, pp. 1-161, Utrecht.
- SIENA F. and COLTORTI M., in press - *Petrology of the subcontinental mantle xenoliths of the Lessini volcanism, Northern Italy*. Chem. Geol., Amsterdam.
- SLOSS L. L., 1984 - *Comparative anatomy of cratonic Unconformities*. In J. S. SCHLEE (ed.), *Interregional Unconformities and Hydrocarbon Accumulation*, A.A.P.G., Mem. 36, pp. 1-6, Tulsa.

- SOCIN C., 1938 - *Formazioni neovulcaniche nel gruppo di M. Stivo (Rovereto)*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., v. 49, pp. 63-66, Pisa.
- SOCIN C., 1939 - *Fauna dei tufi basaltici dell'Eocene del territorio di Brentonico (Trentino)*. Studi Trentini Sc. Nat., v. 20, pp. 1-54, Trento.
- SRINIVASAN M. S. and KENNET J. P., 1983 - *The Oligocene-Miocene Boundary in the South Pacific*. Bull. Geol. Soc. Am., v. 94, pp. 789-812, Boulder.
- TARDY M., 1971 - *Étude géologique de la partie Sud du Massif du Monte Baldo (Alpes méridionales, province de Vérone, Italie)*. Bull. Soc. Géol. Fr., v. 12, n. 1, pp. 78-87, Paris.
- THEYER F., MATO C. Y. and HAMMOND S. R., 1979 - *Paleomagnetic and geochronologic calibration of latest Oligocene to Pliocene radiolarian events, equatorial pacific*. Marine Micropal., v. 3, pp. 377-395, Amsterdam.
- THÖNI M., 1980 - *Zur Westbewegung der Oetztaler Masse. Räumliche und zeitliche Fragen an der Schlingüberschiebung*. Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österreich., v. 26, pp. 247-275, Wien.
- TOLLMANN A., 1987 - *The Alpidic evolution of the Eastern Alps*. In H. W. FLÜGEL and P. FAULP (eds.), *Geodynamics of the Eastern Alps*, pp. 361-378, Wien.
- TOUMARKINE M. et BOLLI H. M., 1970 - *Évolution de Globorotalia cerroazulensis (Cole) dans l'Éocene moyen et supérieur de Possagno (Italie)*. Rev. Micropal., v. 13, n. 3, pp. 131-145, Paris.
- TOUMARKINE M. et BOLLI H. M., 1975 - *Foraminifères Planctoniques de l'Éocene moyen et Supérieur de la Coupe de Possagno*. Schweiz. Palaeont. Abhandl., v. 97, pp. 69-185, Basel.
- TOUMARKINE M. and LUTERBACHER H., 1985 - *Paleocene and Eocene planktic Foraminifera*. In H.M. BOLLI, J.B. SAUNDERS and K. PERCH-NIELSEN (eds.), *Plankton Stratigraphy*, Cambridge University Press, pp. 87-154, Cambridge.
- TREVISAN L., 1939 - *Il Gruppo di Brenta (Trentino Occidentale)*. Mem. Ist. Geol. R. Univ. Padova, v. 13, pp. 1-128, Padova.
- TROTTER BARATTER R., 1970 - *Studio di alcuni Echinidi dell'Oligocene di Acque Negre presso Avio (Monte Baldo)*. Atti e Mem. Acc. Patavina Sc. Lett. Arti, v. 82, pp. 593-591, Padova.
- TRÜMPY R., 1973 - *The timing of orogenic events in the Central Alps*. In K.A. DE IONG and R. SCHLOTEN (eds.), *Gravity and Tectonics*, pp. 229-251, New York.
- TRÜMPY R., 1975 - *Penninic-Austroalpin boundary in the Swiss Alps: A presumed former continental margin and its problems*. Amer. Journ. Science, v. 275-A, pp. 209-238, New Haven.
- TRÜMPY R., 1982 - *Alpine Paleogeography; a Reappraisal*. In K.J. Hsu (ed.), *Mountain Building processes*, Academic Press, pp. 149-156, Orlando.
- ULCIGRAI F., 1966 - *Caratteristiche petrografiche e sedimentologiche della serie del Monte Brione e considerazioni sul tettonismo oligocenico*. St. Trentini Sc. Nat., Sez. A., v. 43, n. 1, pp. 120-148, Trento.
- UNGARO S. e BOSELLINI A., 1965 - *Studio micropaleontologico e stratigrafico sul limite Eocene-Oligocene nei Colli Berici occidentali*. Ann. Univ. Ferrara (Nuova Serie), Sez. IX, Sci. Geol. Mineral., v. 3, n. 9, pp. 157-183, Ferrara.
- VACECK M., 1899 - *Über die geologischen Verhältnissen der Umgebung von Rovereto*. Verh. K. K. Geol. Reichsanst., pp. 184-204, Wien.
- VACECK M., 1903 - *Excursion durch die Etschbucht (Mendola, Trient, Rovereto, Riva)*. Führer für die Excurtionen in Österreich, IX Internat. Geol. Congr., v. 7, pp. 1-49, Wien.
- VACECK M., 1911 - *Erläuterungen zur Geologischen Karte der Österr. - Ungar. Monarchie. SW-Gruppe n. 96 Rovereto-Riva*, pp. 1-100, Wien.
- VAIL P.R., HARDENBOL J. and TODD R.G., 1984 - *Jurassic unconformities, Chronostratigraphy and Sea Level Changes from Seismic Stratigraphy and Biostratigraphy*. In J.S. SCHLEE (ed.), *Interregional Unconformities and Hydrocarbon Accumulation*, A.A.P.G., Mem. 36, pp. 129-144, Tulsa.
- VAIL P.R., MITCHUM R. M. and THOMPSON S., 1977 - *Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level*. In C.E. PAYTON (ed.), *Seismic stratigraphy applications to hydrocarbon explorations*, Mem. A.A.P.G., v. 26, pp. 49-212, Tulsa.
- VAN WAGONER J. C., MITCHUM R. M. jr., POSAMENTIER H. W., VAIL P. R., 1987 - *Key definitions of sequence Stratigraphy*. Atlas of Seismic stratigraphy, A.A.P.G., Studies n. 27, v. 1, pp. 11-14, Tulsa.
- VENZO S., 1934 - *Il Neogene del Trentino, del Veronese occidentale e del Bresciano*. Mem. Mus. Stor. Nat. Venezia Tridentina, v. 2, pp. 11-207, Trento.
- WALKER T. R., 1967 - *Formation of red beds in modern and ancient deserts*. Bull. Soc. Geol. Am., v. 79, pp. 281-282, Boulder.
- WINKLER W. and BERNOULLI D., 1986 - *Detrital high-pressure/low temperature minerals in a late Turonian flysch sequence of the eastern Alps (western Austria): Implications for early Alpine tectonics*. Geology, v. 14, pp. 598-601, Boulder.
- WINTERER E. J. and BOSELLINI A., 1981 - *Subsidence and sedimentation on a Jurassic Passive Continental Margin (Southern Alps, Italy)*. A.A.P.G. Bull., v. 65, pp. 394-421, Tulsa.
- ZINONI A., 1951 - *L'Oligocene ed il Miocene dei dintorni di Manerba (Lago di Garda)*. Riv. Ital. Pal. Strat., v. 57, n. 1, pp. 5-20, Milano.

TAVOLE I - V

SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA I

- FIGG. 1-3 - *Morozovella formosa formosa* (BOLLI), Eocene inferiore, Calcare di Chiusole, Mori (x 80).
 FIG. 4 - *Acarinina pentacamerata* (SUBBOTINA), Eocene inferiore, Calcare di Chiusole, Mori (x 80).
 FIG. 5 - *Acarinina topilensis* (CUSHMAN), Eocene medio, Calcare di Malcesine, Malcesine (x 90).
 FIG. 6 - *Morozovella spinulosa* (CUSHMAN), Eocene medio, Calcare di Malcesine, Malcesine (x 90).
 FIGG. 7-8 - *Morozovella aragonensis* (NUTTALL), Eocene inferiore, Calcare di Chiusole, Mori (x 80).
 FIG. 9 - *Turborotalia cerroazulensis frontosa* (SUBBOTINA), Eocene medio, Scaglia cinerea, Spiazzi (x 90).
 FIG. 10 - *Turborotalia cerroazulensis possagnoensis* (TOUMARKINE e BOLLI), Eocene medio, Calcare di Malcesine, Malcesine (x 90).
 FIG. 11 - *Turborotalia cerroazulensis pomeroli* (TOUMARKINE e BOLLI), Eocene medio, Calcare di Malcesine, Malcesine (x 90).
 FIG. 12 - *Morozovella lehneri* (CUSHMAN e JARVIS), Eocene medio, Calcare di Malcesine, Malcesine (x 90).
 FIG. 13 - *Turborotalia cerroazulensis cerroazulensis* (COLE), Eocene superiore, Marne di Bolognano, Spiazzi (x 90).
 FIG. 14 - *Turborotalia cerroazulensis cocoaensis* (CUSHMAN), Eocene superiore, Marne di Bolognano, Spiazzi (x 100).
 FIGG. 15-16 - "*Globigerina*" *tapuriensis* (BLOW e BANNER), Oligocene inferiore, Marne di Bolognano, M. Brione (x 90).



SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA II

Foraminiferi planctonici della Formazione di M. Brione (Oligocene superiore-Miocene inferiore)

FIGG. 1-2 - *Turborotalia kugleri* (BOLLI) (FIG. 1 x 120; FIG. 2 x 180).

FIGG. 3-4-7 - *Turborotalia praescitula* (BLOW) (x 120).

FIG. 5 - *Globoquadrina sellii* BORSETTI (x 80).

FIG. 6 - *Globoquadrina tripartita* (KOCH) (x 100).

FIGG. 8-9 - *Globoquadrina debiscens debiscens* (CHAPMAN, PARR e COLLINS) (x 100).

FIG. 10 - *Globoquadrina larmei larmei* AKERS (x 120).

FIG. 11 - *Globigerina ciperoensis ciperoensis* BOLLI (x 90).

FIGG. 12-13 - *Globigerinoides primordius* BLOW e BANNER (FIG. 12 x 100, FIG. 13 x 90).

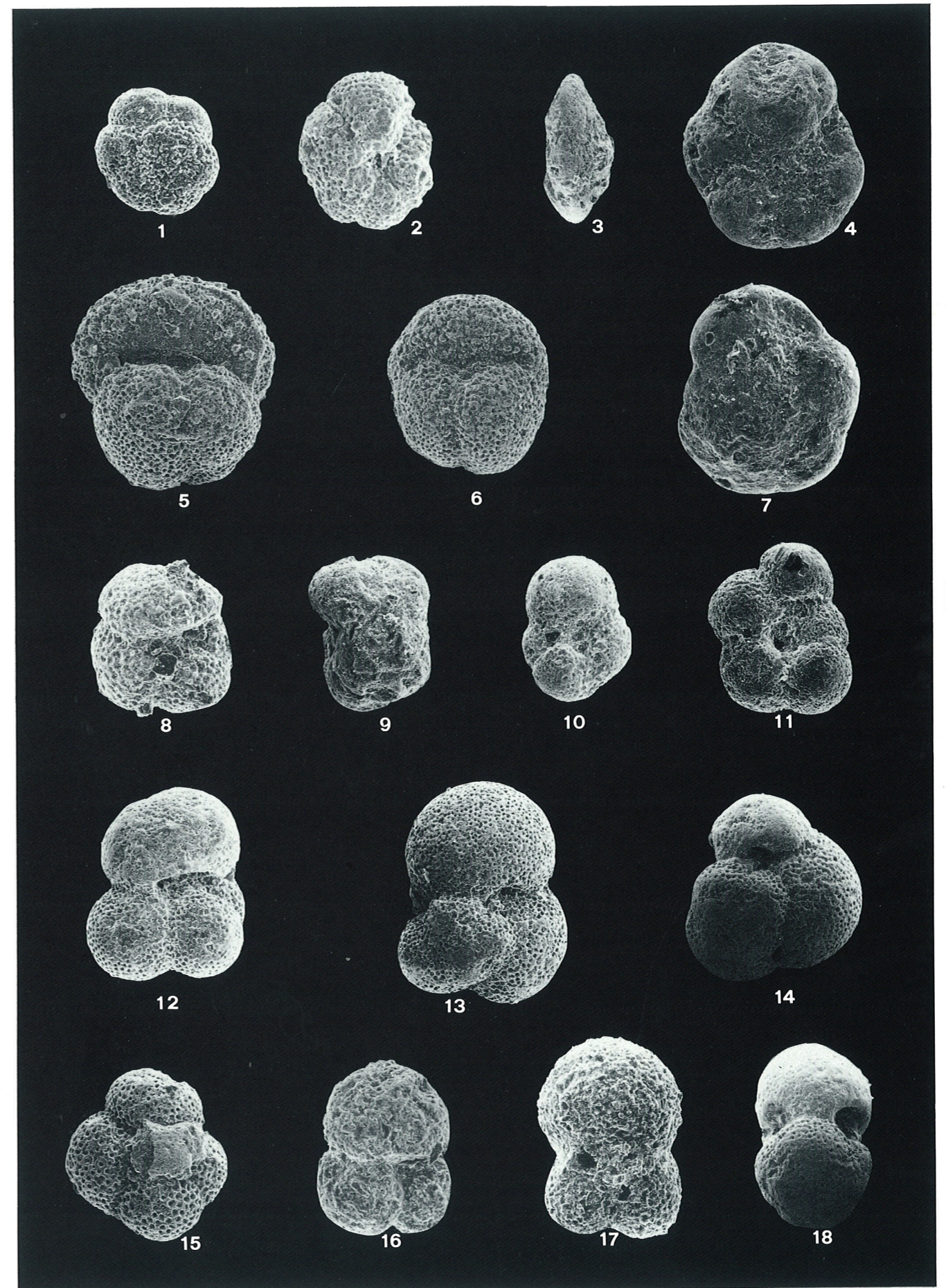
FIG. 14 - *Globigerinoides trilobus bullatus* CHANG (x 90).

FIG. 15 - *Catapsidrax dissimilis* (CUSHMAN e BERMUDEZ) (x 120).

FIG. 16 - *Globigerinoides trilobus immaturus* LEROY (x 120).

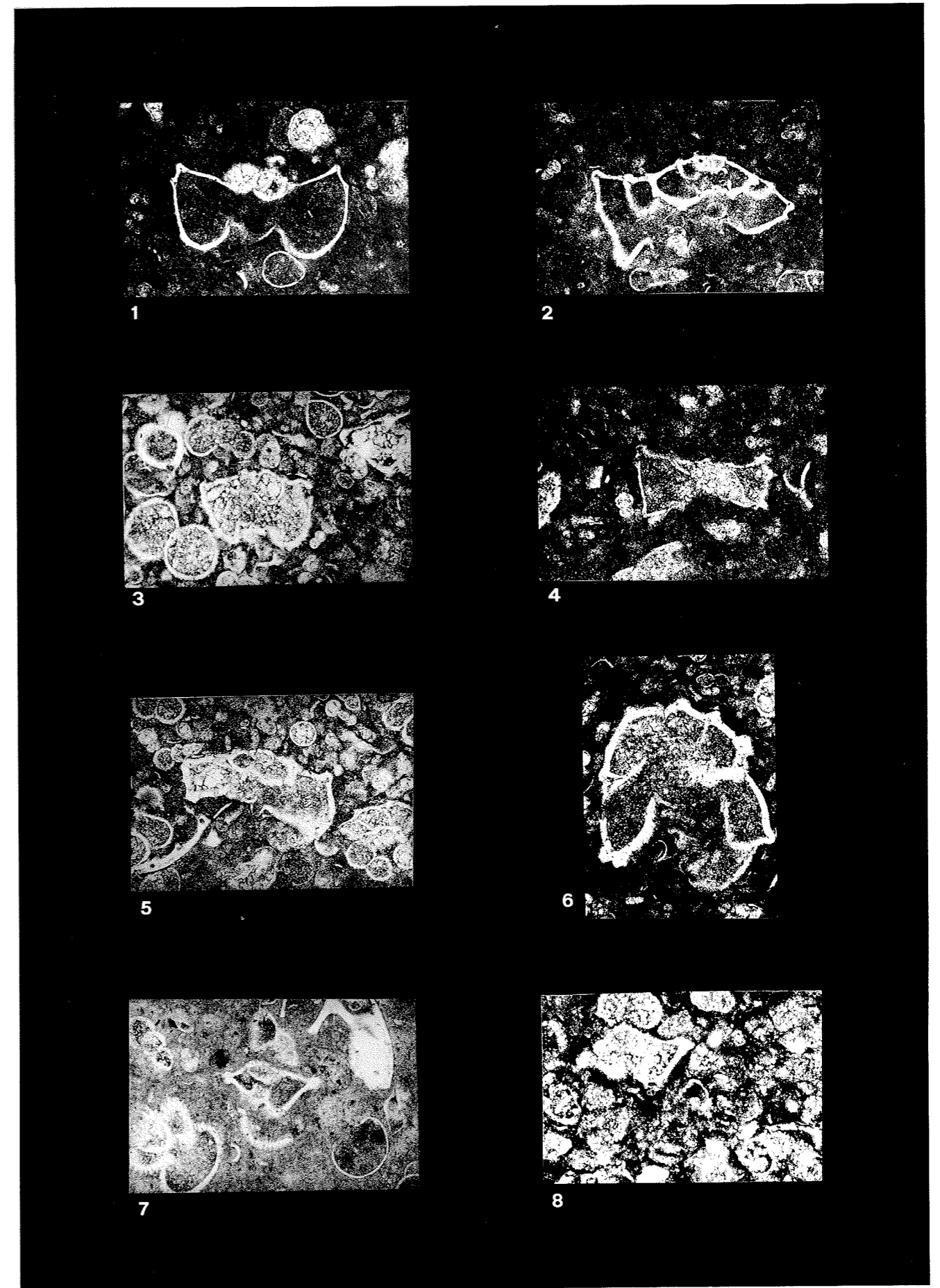
FIG. 17 - *Globigerinoides trilobus trilobus* REUSS (x 150).

FIG. 18 - *Globigerinoides altiapertura* BOLLI (x 150).



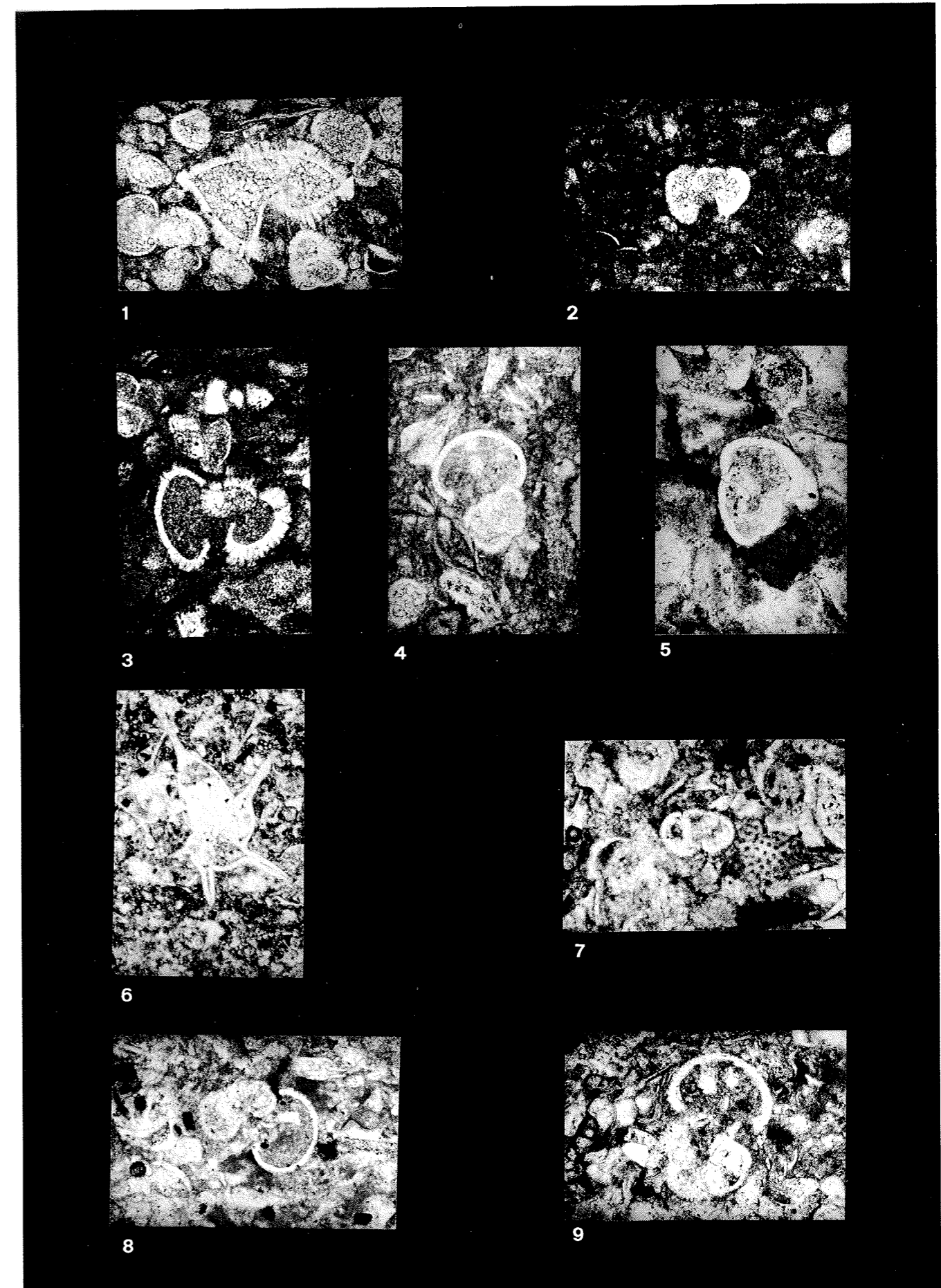
SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA III

- FIG. 1 - *Dicarinella concavata* (BROTZEN), Santoniano inferiore, Scaglia rossa, Spiazzi (x 60).
FIG. 2 - *Globotruncanita elevata* (BROTZEN), Campaniano inferiore, Scaglia rossa, M. Altissimo di Nago (x 60).
FIG. 3 - *Gansserina gansseri* (BOLLI), Maastrichtiano medio, Scaglia rossa, Dossioli (x 60).
FIG. 4 - *Dicarinella asymetrica* (SIGAL), Santoniano superiore, Scaglia rossa, Val di Sogno (Malcesine) (x 60).
FIG. 5 - *Abathomphalus mayaroensis* (BOLLI), Maastrichtiano superiore, Scaglia rossa, S. Giacomo (x 60).
FIG. 6 - *Rosita contusa* (CUSHMAN), Maastrichtiano superiore, Scaglia rossa, Nago (x 60).
FIG. 7 - *Morozovella velascoensis* (CUSHMAN), Paleocene superiore, Scaglia rossa, Nago (x 60).
FIG. 8 - *Morozovella acutispira* (BOLLI e CITA), Paleocene superiore, Scaglia rossa, Nago (x 60).



SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA IV

- FIG. 1 - *Morozovella subbotinae* (MOROZOVA), Eocene inferiore, Scaglia cinerea, Castione veronese (x 60).
FIG. 2 - *Acarinina soldadoensis* (BROENNIMANN), Eocene inferiore, Calcare di Chiusole, Brentonico, (x 60).
FIG. 3 - *Acarinina topilensis* (CUSHMAN), Eocene medio, Calcare di Malcesine, Malcesine (x 60).
FIG. 4 - *Turborotalia cerroazulensis frontosa* (SUBBOTINA), Eocene medio, Calcare di Malcesine, Mori (x 60).
FIG. 5 - *Turborotalia cerroazulensis cerroazulensis* (COLE), Eocene superiore, Calcare di Malcesine, Spiazzi (x 60).
FIG. 6 - *Hantkenina dumblei* WEINZIERL e APPLIN, Eocene medio, Calcare di Malcesine, Malcesine (x 60).
FIG. 7 - *Turborotalia kugleri* (BOLLI), Oligocene superiore, Calcare di Incaffi, M. Moscal (x 70).
FIG. 8 - *Globigerinoides primordius* BLOW e BANNER, Oligocene superiore, Calcare di Incaffi, M. Moscal (x 60).
FIG. 9 - *Globigerinoides* sp., Oligocene superiore, Calcare di Incaffi, M. Moscal (x 60).



SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA V

FIG. 1 - *Spiroclypeus granulatus* BOUSSAC, Eocene superiore, Calcare di Nago, Spiazzi (x 15).

FIG. 2 - *Pellatispira madaraszii* (HANTKEN), Eocene superiore, Calcare di Nago, Spiazzi (x 15).

FIG. 3 - *Nummulites variolarius* (LAMARK), Eocene superiore, Calcare di Nago, Monte delle Erbe (x 15).

FIG. 4 - *Nummulites chavannesii* DE LA HARPE, Eocene superiore, Calcare di Nago, Monte delle Erbe (x 15).

FIG. 5 - *Nummulites fichteli* MICHELOTTI, Oligocene inferiore, Formazione Acquenere, M. Moscal (x 15).

FIG. 6 - *Miogypsinoides formosensis* (YABE e HANZAWA), Oligocene superiore, Calcare di Incaffi, M. Moscal (x 15).

FIG. 7 - *Nephrolepidina praemarginata* (DOUVILLE), Oligocene medio, Calcare di Linfano, M. Brione (x 20).

FIG. 8 - *Nephrolepidina morgani* (LEMOINE e DOUVILLE), Oligocene superiore, Calcare di Incaffi, M. Moscal (x 20).

