

IL CANYON MESSINIANO DI MALNATE (VARESE); PEDOGENESI TARDOMIOCENICA ED INGRESSIONE MARINA PLIOCENICA AL MARGINE MERIDIONALE DELLE ALPI ○

CESARE CORSELLI*, MAURO CREMASCHI** & DONATA VIOLANTI***

Key-words: Late Miocene pedogenesis, Messinian canyon, Pliocene transgression, Tertiary glaciomarine sedimentation, Alpine Southern margin.

Summary. The sequence exposed in a road cut near Malnate (Varese, North Italy) records Neogene paleoenvironmental changes in the Southern margin of the Alps.

The "Gonfolite" Formation (Oligo—Miocene) was deeply weathered in intertropical wet environment in Late Miocene. During Messinian a deep valley has been excavated into the "Gonfolite". During the Early Pliocene transgression the valley changed to a submarine canyon in which turbidites, slump and sand flows were deposited; molluscs and foraminifera collected in these sediments provide evidence of a warm environment.

At the top of the sequence glaciomarine sediments have been found; they are attributed to a Early Pliocene glacial period which is hypothetically correlated with the general climatic deterioration dating back to 3,2 Myr ago.

1 — Caratteri geopedologici, sedimentologici e paleoecologici (C.C., M.C.)

Premessa.

Viene illustrata la serie stratigrafica posta in luce dai recenti lavori di sbancamento, per la nuova tangenziale est Varese (Fig. 1). Vengono in particolare presi in considerazione: l'emersione della «Gonfolite», la sua incisione tardo-miocenica e la successiva trasgressione pliocenica.

* Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università degli Studi di Milano, via Mangiagalli 34, Milano.

** Centro di Studio per la Stratigrafia e Petrografia delle Alpi Centrali, CNR, via Mangiagalli 34, Milano.

*** Istituto di Geologia, Paleontologia e Geografia fisica, Università degli Studi, via dei Verdi 75, Messina.

○) Il presente lavoro è stato svolto nell'ambito dei programmi di ricerca del C.N.R. "Centro di Studio per la Stratigrafia e Petrografia delle Alpi Centrali", con il contributo del Consiglio Nazionale delle Ricerche e del Ministero della Pubblica Istruzione (Ricerche sulla Geologia delle Pianure). La parte pedologica è stata curata da M. Cremaschi, quella paleoecologica da C. Corselli, quella sedimentologica da C. Corselli e M. Cremaschi, quella biostratigrafica da D. Violanti.

Gli Autori ringraziano i Professori: G. Fagnani, per la segnalazione dell'affioramento, M.B. Cita, R. Gelati, M. Gnaccolini, G. Orombelli, I. Premoli Silva, C. Rossi Ronchetti ed il Dott. A. Bini, per i numerosi suggerimenti e la lettura critica del manoscritto.

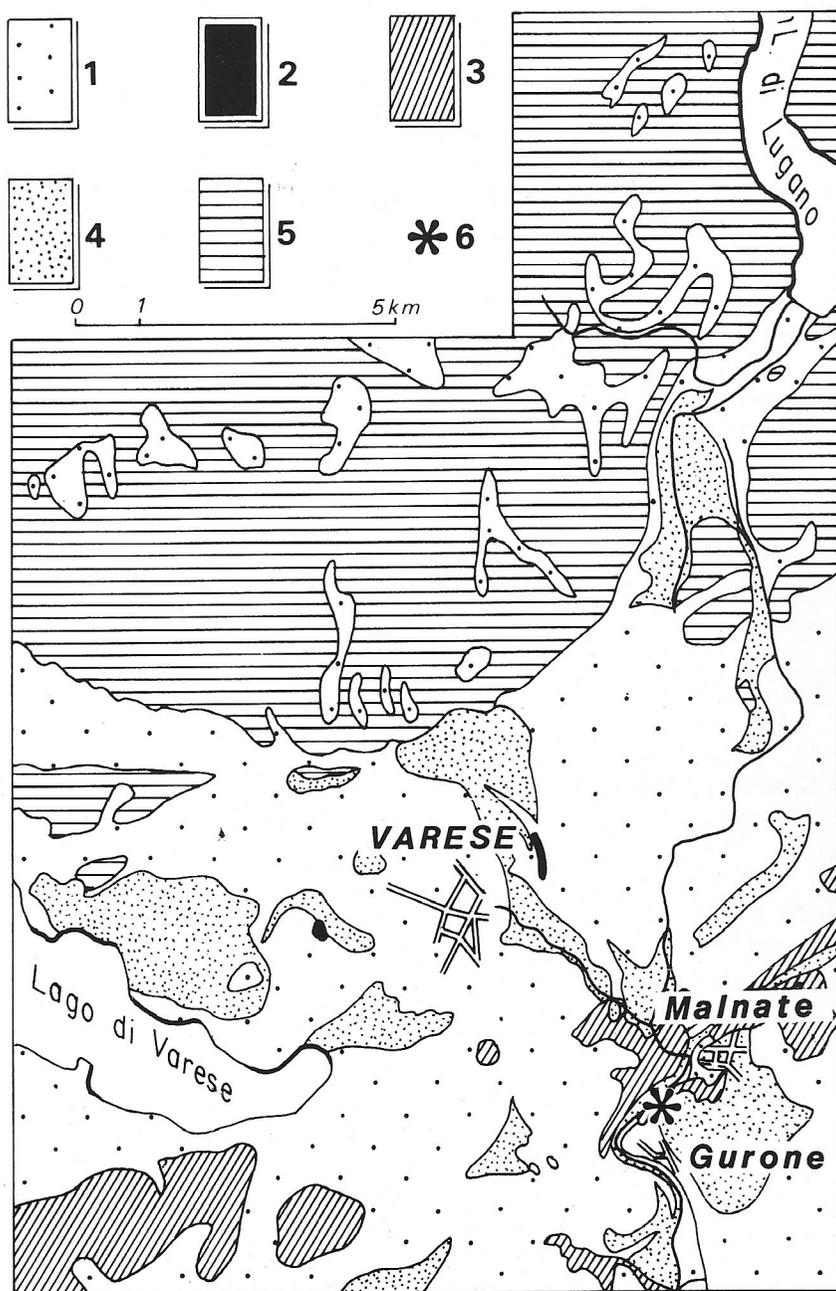


Fig. 1 — Carta geologica schematica dei dintorni di Malnate. 1) Depositi morenici pleistocenici; 2) Sedimenti pliocenici; 3) «Gonfolite»; 4) «Diluvium recente»; 5) Rocce premioceniche; 6) Ubicazione della serie di Malnate (da Nangeroni, 1932).

Studi precedenti.

Tralasciando i numerosi lavori di Parona (1883), Sacco (1892), Corti (1893), che si occuparono di taluni aspetti delle formazioni neogeniche affioranti nelle Prealpi varesine spesso fornendo utili indicazioni sull'ubicazione dei depositi pliocenici, si fa qui riferimento soltanto alla letteratura più recente.

Nangeroni in successivi lavori (1928, 1932) ha esaminato le caratteristiche litologiche e geometriche dei vari lembi miocenici e pliocenici nella provincia di Varese, descrivendo inoltre nuovi affioramenti, specialmente lungo l'asse della Valle Olona.

Cita (1954, 1959) e Rögl et al. (1975) hanno esaminato i caratteri litostratigrafici e biostratigrafici delle formazioni appartenenti al gruppo della «Gonfolite», fornendo dati sull'età relativa delle stesse.

Longo (1968) ha preso in considerazione, in un ampio e particolareggiato lavoro, le formazioni neogeniche prealpine dell'area Como-Varese e le sovrastanti unità plioceniche.

Recentemente Lualdi (1981) ha condotto uno studio microfaunistico di alcuni campioni provenienti da un pozzo perforato in Valle Olona, nei pressi di Fossa d'Induno (località Mentasti, q. m 310). In base ai dati da lui presentati il livello più profondo (q. m 271) contiene una ricchissima microfauna, soprattutto bentonica, databile al Pliocene inferiore-medio. La ricostruzione paleogeografica proposta dall'Autore ipotizza una incisione del margine prealpino di notevole entità di età pre-pliocenica, con successiva deposizione di sedimenti nelle cavità fisiografiche già formatesi in età miocenica.

I rapporti fra il Pliocene ed i sottostanti conglomerati miocenici sono stati illustrati, per la classica località di Taino, da Anfossi, Brambilla e Mosna (1983). Gli Autori hanno messo in evidenza che le argille e le sabbie plioceniche si sovrappongono in discordanza angolare sulla «Gonfolite» in facies conglomeratica, immergendosi verso SO con inclinazioni variabili fra 53° e 20°.

Descrizione della successione di Malnate (C.C., M.C.) (1).

Nella sezione stratigrafica (Fig. 2, 3) rilevata lungo gli scavi per la tangenziale est Varese, in sinistra del fiume Olona (comune di Malnate), si distinguono dal basso verso l'alto le seguenti unità e sottounità stratigrafiche:

- 1 a) ciottoli e blocchi poligenici arrotondati, prevalentemente di rocce cristalline e più raramente di calcari marnosi decarbonatati, con supporto di matrice costituita da sabbie grossolane. La sottounità affiora per 2,5 m; limite inferiore non esposto, limite superiore chiaro, lineare;
- 1 b) alternanze di:
 - limi argilloso-sabbiosi, contenenti rari ciottoli di rocce cristalline, disposti in strati

(1) La nomenclatura utilizzata nella descrizione della serie comprende, oltre il comune linguaggio sedimentologico, codici pedologici, in accordo con Sanesi (1977); i colori sono determinati secondo le Munsell Soil Color Charts.

di spessore decimetrico, gradati, con laminazione piano-parallela, talora ondulata, discontinua; colore grigio oliva (5Y 5/2);

— sabbie medie e grossolane, in strati decimetrici con laminazione ondulata, talora *climbing ripples* o laminazione piano-parallela e livelli bioturbati; forte porosità intergranulare, consistenza debolmente resistente, fragili alla rottura, tendenti ad indurirsi all'aria; colori grigio chiaro — grigio oliva (5Y 7/1 — 7/2);

— sabbie grossolane, in strati metrici, privi di laminazione interna, con gli stessi caratteri prima riportati; colore grigio verde (5GY 6/1);

— sabbie grossolane, prevalentemente quarzose, in strati metrici privi di laminazione interna, con base erosiva a ciottoli cristallini e frammenti pelitici arrotondati, con forte porosità interstiziale, debole resistenza, colore da grigio verde (5GY 6/1) a oliva (5Y 5/3).

La sottounità 1 b affiora per uno spessore di circa 15 m; verso l'alto gli strati di sabbia diventano più spessi e prevalgono sui limi argilloso-sabbiosi.

L'intera unità 1 risulta priva di carbonati; gli strati che la compongono immergono verso SE con una pendenza compresa fra 38° alla base e 26° al tetto. Essa è troncata al tetto da una marcata superficie di erosione che disegna un profilo irregolare, in cui si alternano tratti acclivi ad altri meno ripidi a seconda del litotipo interessato (Fig. 2). Nel punto più profondo raggiunto dallo scasso sull'unità 1 si appoggia, in chiara discordanza angolare, l'unità 2, nella quale si distinguono le seguenti sottounità:

2 a) argille sabbiose di colore bruno oliva (2.5Y 4/4) con screziature bruno-scure (7.5YR 4/4), in strati di spessore centimetrico, massive, contenenti ciottoli arrotondati dell'unità 1 non in contatto fra loro; limite superiore lineare abrupto;

2 b) sabbie prive di stratificazione interna, di colore oliva (5Y 4/4) e spessore centimetrico, contenenti ciottoli dell'unità 1 in facies pelitica poco arrotondati; presentano scarsa porosità; questa e la precedente sottounità sono decarbonatate;

2 c) sabbie fini siltose, in strati di spessore decimetrico, massive, talora bioturbate, contenenti piccoli ciottoli spigolosi e frammenti dell'unità 1 in facies pelitica e macrofauna a Molluschi con gusci decarbonatati in superficie (*Neopycnodonte cochlear*, *Strombus* sp., *Venus (Ventricoloidea)* cf. *multilamella*), talora concentrati in livelli ben discernibili. Si tratta di sedimenti di colore grigio verde (5GY 5/1), fortemente carbonatati, passanti con limite lineare a sabbie limose, pure molto carbonatate, di colore giallo brunastro chiaro (2.5 Y 6/4), con stratificazione discontinua planare, non parallela, talora ondulata, contenenti numerosi modelli interni di Bivalvi (*Cardium* sp., *Pecten* sp.) e di Gasteropodi non determinabili.

Al tetto della sottounità, in corrispondenza di un lieve aumento della frazione limosa, il colore diventa grigio verde scuro (5GY 4/1); limite superiore abrupto, fortemente ondulato;

2 d) sabbie debolmente argillose, in strati di spessore decimetrico, di colore giallo brunastro (2.5Y 6/4), con laminazione convoluta ben evidente alla base, altrove discontinua e fortemente ondulata, con caratteristiche di *slump*; presenti alcuni massi di dimensioni metriche della unità 1 in facies sabbiosa; gli strati di sabbie aumentano di spessore verso settentrione, dove superano il metro ed inglobano vistosi brandelli della sottounità 2 a; contengono modelli interni di *Neopycnodonte cochlear*; sono friabili e prive di carbonati; limite superiore abrupto erosivo;

2 e) sabbie medie e grossolane grigio-chiare (5Y 7/2), prive di carbonati, formanti uno strato decimetrico a gradazione diretta; laminazione ondulata, limite superiore erosivo, assenza di carbonati;

- 2 f) sabbie medie grigio-chiare (5Y 7/2), in strati di spessore decimetrico, massive, con clasti di piccole dimensioni alla base; limite superiore erosivo; prive di carbonati;
- 2 g) sabbie grossolane e ciottoli, di colore giallo bruno scuro (10YR 4/4) passanti gradualmente verso l'alto a sabbie medie grigio-chiare, di pochi decimetri di spessore; laminazione grossolana discontinua, dapprima parallela, poi ondulata; prive di carbonati.

Dopo pochi metri di copertura, corrispondenti al piano stradale, seguono:

- 2 h) grossi ciottoli di rocce cristalline e della unità 1 (sia in facies pelitica che sabbiosa), immersi in matrice sabbiosa priva di carbonati, non in contatto fra loro. Formano corpi lenticolari, spessi più di un metro, che superiormente e lateralmente passano alle sabbie della sottounità 2g;

2 i) alternanze di:

– limi sabbiosi a stratificazione poco evidente planare discontinua, talora ondulata, contenenti ciottoli centimetrici di rocce cristalline; gli strati di pochi decimetri di spessore alla base della sottounità tendono ad aumentare verso l'alto in frequenza e spessore;

– sabbie grossolane, prevalentemente quarzose, a stratificazione planare non parallela, in strati dello spessore dell'ordine dei decimetri, tendente ad aumentare da settentrione a meridione; laminazione planare discontinua non parallela;

Spessore complessivo di 2 i di ca. 5 m; sedimenti tutti decarbonatati, friabili, di colore giallo oliva (2.5 Y 6/6); limite superiore lineare, abrupto;

- 2 l) sabbie fini e limi dello spessore di ca. 1,5 m, massive, contenenti rari piccoli frammenti di rocce cristalline ed abbondanti macrofossili (Gasteropodi, Bivalvi, Brachiopodi) non in posizione di vita e con valve disarticolate, disposte casualmente nel sedimento, senza dar luogo ad orizzonti preferenziali. Ricca di carbonati alla base e di colore grigio scuro (5 Y 4/1); al tetto priva di carbonati, essendo raggiunta dal fronte di decarbonizzazione dell'attuale suolo, di colore grigio bruno (2.5 Y 5/2) con screziature brunastre (7.5 YR 5/2).

Tutte le sottounità dell'unità 2 diminuiscono di spessore (con eccezione dello *slump*) verso la superficie di erosione, con contatto di tipo *onlap* (Fig. 2).

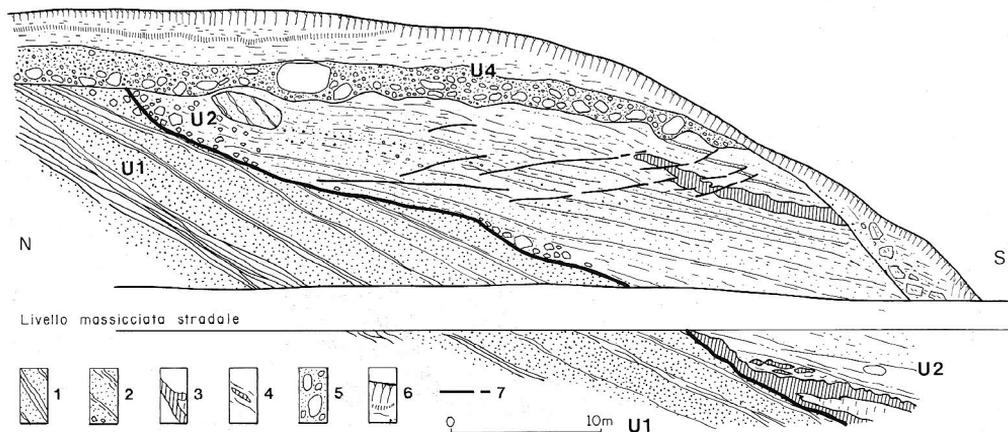


Fig. 2 — La sezione stratigrafica posta in luce dal taglio stradale presso Malnate. 1) Saprolite (Unità 1); 2) Unità 2 (e, f, g, i); 3) Unità 2 (a, b, c, l); 4) *Slump* (Unità 2 d); 5) Depositi fluvio-glaciali (Unità 4); 6) Depositi di versante e suolo attuale; 7) Faglie.

Gli strati immergono verso SO con inclinazione di 16° , quindi con marcata discordanza angolare rispetto alla sottostante unità. Vi sono inoltre piccole faglie inverse a debole rigetto, certamente interrotte al contatto con l'unità 1.

Una evidente superficie di erosione segna il tetto della unità 2 nella sezione descritta (Fig. 2); tuttavia 150 m a sud di essa lo scavo per la pila di un ponte ha posto in luce un tratto di serie stratigraficamente più elevato rispetto all'unità 2, ma con essa concordante, composto da:

- 3) limi e sabbie fini, a stratificazione decimetrica planare, parallela, discontinua, immergente a SO con inclinazione di 18° , con colore verde grigio (5 G 4/2); affiorano per ca. 3 m (Fig. 3), sono carbonatati e contengono frammenti di gusci di Molluschi; al tetto presenti intercalazioni discontinue di sabbie medie e grossolane, di colore grigio verde scuro (5 GY 4/1), con inclusi numerosi ciottoli calcarei con evidenti striature glaciali (Fig. 4) e cristallini.

In marcata discordanza angolare con tutto il resto della sequenza (Fig. 2) si trovano:

- 4) depositi glaciali o fluvioglaciali prossimali, costituiti da grossi blocchi di rocce cristalline mediamente poco arrotondati, con matrice decarbonatata di colore bruno molto scuro (7.5 YR 5/6). Essi sono ricoperti da coltri colluviali di tessitura limo-argillosa dello stesso colore.

I caratteri salienti della successione descritta possono così riassumersi:

- l'unità 1, in base al contesto geologico (Fig. 1) ed all'evidenza litologica, appartiene alla «Gonfolite», dalla quale tuttavia si differenzia per l'alterazione pedogenetica (v. p. 265); è limitata al tetto da una marcata superficie di erosione;
- l'unità 2 si appoggia in discordanza angolare su questa superficie ed è caratterizzata da una notevole variabilità verticale dei litotipi che la compongono; vi si riconoscono infatti (p. 268) strati di peliti (2a, 2c), strati sabbiosi gradati e *debris flow* (2h, 2f, 2g), *sand flows* (2b, 2e, 2i) e *slump* (2d);
- l'unità 3, come discusso più avanti (p. 271), è costituita da depositi glaciomarinari; il contatto con la sottostante unità 2 non affiora;
- l'unità 4 è costituita da depositi glaciali, fluvioglaciali e colluviali d'età pleistocenica ed olocenica (Fig. 2), che ricoprono in discordanza la sottostante successione.

Per meglio interpretare l'età e l'ambiente di sedimentazione della serie descritta, si è proceduto allo studio paleoecologico dei Molluschi in essa raccolti ed all'analisi biostratigrafica di campioni provenienti dalle unità 2 (2c, 2l) e 3 (camp. 3) (p. 274 e seg.); i campioni raccolti nell'unità 1 sono invece risultati sterili.

Interpretazione.

Trasformazioni pedogenetiche della Gonfolite (M.C.).

L'unità stratigrafica 1, come sopra ricordato, è stata riferita alla «Gonfo-

lite», la nota molassa tardorogenica subalpina. Essa tuttavia presenta caratteri ben diversi da quelli di gran parte degli affioramenti circostanti. In questi infatti la «Gonfolite» è abitualmente litificata, ha colore verde oliva (5 Y 5/2), un modesto contenuto in carbonati ben visibili in sezione sottile (Tab. 2) e, quando è in facies conglomeratica, contiene un ridotto numero di clasti calcarei e dolomitici (Longo, 1968).

Poichè la tipica «Gonfolite» non affiora nella sezione in esame, per le analisi petrografiche di confronto si è raccolto un campione di roccia inalterata a Casanova Lanza, 5 km a NE della località studiata. Rispetto a questo campione, il complesso della serie di Malnate presenta i seguenti caratteri distintivi:

- la matrice sabbiosa degli strati conglomeratici e gli strati sabbiosi sono poco resistenti, hanno consistenza friabile a taglio fresco. Tendono tuttavia ad indurirsi quando la roccia rimane per un certo tempo esposta all'aria;
- la macroporosità è quasi completamente assente nella «Gonfolite» inalterata, mentre è abbondante nella «Gonfolite» di Malnate. Il fenomeno è ben visibile ad occhio nudo in affioramento ed ancor più evidente in sezione sottile (Tab. 2);
- i colori prevalenti sono sul grigio, grigio chiaro (5 Y 8/2), in luogo di verde oliva;
- mancano completamente i carbonati (Fig. 3; Tab. 2); alla base della sezione esposta sono stati rinvenuti ciottoli di rocce marnose, completamente decarbonatate, di cui è rimasto soltanto lo scheletro silicatico;
- la «Gonfolite» di Malnate ha indice di alterazione mineralogica, calcolato sui minerali pesanti (1) (Tab. 1), sensibilmente superiore a quello della «Gonfolite» inalterata; la prima in particolare è assai meno ricca di Anfiboli e mostra un sensibile aumento di ossidi di Titanio;
- dal punto di vista micromorfologico (Tab. 2) la «Gonfolite» della sezione studiata, oltre ad una maggiore porosità intergranulare originata in gran parte dalla dissoluzione dei carbonati, ha una *S matrix* costituita da fillosicati e, sia pur raramente, da qualche dominio argilloso, birifrangente; la *related fabric* del plasma rispetto allo scheletro è di tipo intertextico (terminologia secondo Brewer, 1976). All'interno dei pori sono stati osservati rivestimenti continui ma poco espressi di silice (*silans*), probabilmente opale o calcedonio.

Decarbonatazione, aumento di porosità, alterazione mineralogica, concentrazione di minerali titaniferi nelle sabbie, formazione di *S matrix* e *silans* sono da considerarsi l'espressione di processi pedogenetici, operanti in un suolo evoluto a spese della «Gonfolite» dopo la sua emersione.

Del profilo pedologico del suolo originario è conservato soltanto l'orizzon-

(1) L'indice di alterazione (W1) è stato ottenuto calcolando il rapporto: $Zirc + Torm. + TiO_2 + Staur. + Gran./Dist. + Anf. + Pir. + Epid.$

te più profondo (orizzonte C) che, secondo Fairbridge (1968), può essere definito Saprolite. Malgrado sia fortemente erosa, tuttavia l'evidenza paleopedologica di Malnate consente una significativa ricostruzione paleoambientale: i saproliti infatti sono caratteristici di regioni con clima intertropicale umido e di sufficiente stabilità morfologica, così da consentire che il processo pedologico si sviluppi in tempi lunghi.

	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)
%gr 250-63 microns	1.7	1.9	1.8	3.1	9.6
Zircone	3	4	4	1	+
Tormalina	1	1	-	+	1
Anatasio + Brookite	6	28	22	5	3
Rutilo	-	-	1	-	+
Titanite	-	-	-	-	-
Staurolite	-	-	-	-	1
Granato	2	1	12	3	+
Distene	-	-	1	-	1
Anfiboli	68	10	2	79	87
Piroseni	+	-	-	-	-
Epidoti + Zoisiti	20	55	57	12	6
Indice di alterazione	0.14	0.52	0.65	0.10	0.07

Tab. 1 - Composizione in minerali pesanti. 1) «Gonfolite» inalterata; 2) Saprolite (sottounità 1b); 3) sedimenti privi di carbonati (sottounità 2f); 4) sedimenti carbonatati (sottounità 2l); 5) depositi glaciomarini (unità 3).

	Saprolite	Gonfolite inalterata (cemento arenaceo)
Quarzo	38	58
Feldispati	15	15
Fillosilicati	7	12
Minerali pesanti matrice	2	4
Calcite	30	8
	-	2
vuoti	8	1

Tab. 2 - Caratteri petrografici e micromorfologici, osservati in sezione sottile, della «Gonfolite» inalterata e della Saprolite (sottounità 1b); i dati sono espressi in percentuale su 350 punti contati.

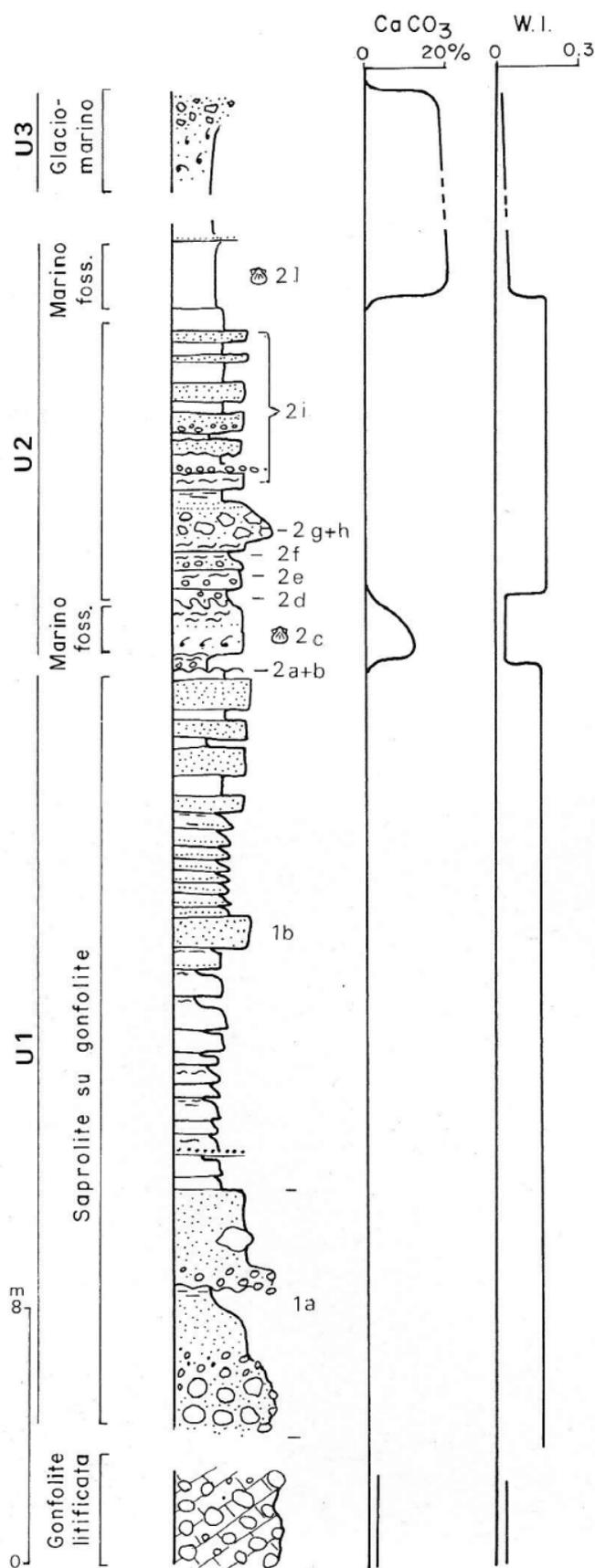


Fig. 3 — La successione stratigrafica di Malnate.

I depositi postpedogenetici (C.C., M.C.).

Gli strati in cui si compongono i sedimenti dell'unità 2 si chiudono a *pinch out* contro la superficie di erosione che taglia al tetto l'unità 1; sembrano quindi colmare una incisione precedentemente scavata nella «Gonfolite». In base al contenuto in CaCO_3 e alla composizione in minerali pesanti (Fig. 3, Tab. 2) si possono distinguere, nell'unità 2, due gruppi di sottounità:

– Depositi prevalentemente pelitici (sottounità 2c, 2l), carbonatati e ricchi di minerali pesanti facilmente alterabili (basso indice di alterazione) (cf. Fig. 3); sono per lo più privi di strutture, ricoprono a drappeggio la parte più bassa della superficie di erosione al tetto dell'unità 1 (Fig. 2) (2c) e si intercalano sotto forma di lente appiattite (2l) tra gli strati della sottounità 2i.

– Depositi prevalentemente sabbiosi (2e - 2i), privi di carbonati, con associazione di minerali pesanti più stabile (alto indice di alterazione) (cf. Fig. 3) dei precedenti, del tutto analoga a quella del Saprofite sottostante.

Compaiono alla base dell'unità 2 sotto forma di un sottile strato argilloso (2a), sono costituiti poi da strati a gradazione diretta, base erosiva e *debris flow* (2e, 2f, 2g, 2h), che in parte includono e in parte ricoprono lo *slump* (2d) ed i blocchi isolati (Fig. 2); verso l'alto prevalgono strati di sabbia massiva con



ciottoli sparsi (*sand flow*), alternati a limi sabbiosi laminati (2i).

La differenza nel contenuto di minerali pesanti e di carbonato di calcio riflette una diversa provenienza dei sedimenti dei due gruppi di sottounità: i depositi prevalentemente sabbiosi derivano dalla «Gonfolite» pedogenizzata della quale condividono tessitura e mineralogia, quindi dall'erosione di aree immediatamente adiacenti alla sezione; le peliti carbonatate, hanno provenienza differente poichè derivano da rocce ricche di minerali metamorfici, non precedentemente pedogenizzati.

Dal punto di vista dei processi sedimentari, l'intera unità 2 sembra essere stata messa in posto da meccanismi torbiditici e gravitativi.

L'unità 3 ha caratteri mineralogici e contenuto in carbonati analogo alle peliti carbonatate dell'unità 2, da cui si differenzia tuttavia per evidenza di stratificazione e per un maggior contenuto di clasti soprattutto costituiti dai ciottoli con striature glaciali (Fig. 4).

Autoecologia e significato paleoambientale delle faune plioceniche (C.C.).

Le macrofaune rinvenute nei sedimenti dell'unità 2 (2c, 2d, 2l), riferite al Pliocene inferiore in base alla microfauna associata (cf. Cap. 2), permettono alcune considerazioni sui caratteri dell'ambiente di sedimentazione.

L'aspetto globale della tanatocenosi è quello tipico di «*transported fossil assemblages*» (Fagerstrom, 1964). Gli esemplari sono infatti disposti per lo più in modo caotico, non in posizione di vita e gli organismi bivalvi hanno valve disarticolate. In alcuni casi poi i fossili sono disposti lungo letti paralleli alla stratificazione, in seguito a rotolamento o a correnti trattive. La decalcificazione non ha permesso di evidenziare fenomeni abrasivi legati al trasporto. Tuttavia gli scheletri più delicati sono stati trovati essenzialmente in frammenti.

Le forme identificate nel campionamento sono le seguenti:

CASTROPODA

Tellina sp.

Venus sp.

Timoclea (*Timoclea*) *ovata* (Pennant, 1777)

Gouldia (*Gouldia*) *minima* (Montagu, 1803)

Corbula (*Varicorbula*) *gibba* (Olivieri, 1792)

SCAPHOPODA

Cadulus (*Gadila*) *ventricosus* (Bronn, 1827)

POLIPLACOPHORA

Poliplacoforo indet.

BRACHIOPODA

Megathiris detruncata (Gmelin, 1792)

Megerlia truncata (Linneo, 1767)

CRUSTACEA

Balanus sp.

COELENTERATA

Frammenti di Scleractinie

L'autoecologia dei taxa specifici permette alcune considerazioni: le due specie di Brachiopodi (*M. truncata*, *M. detruncata*) sono specie ubiquiste comuni in sedimenti compresi fra 20 e 150 m. Tuttavia, mentre *Megathiris detruncata* si rinviene nella Biocenosi del Coralligeno e del Detritico Costiero (C., D.C.), nel Piano Circalitorale, *Megerlia truncata* è stata segnalata anche in biocenosi del Piano Batiale.

Tra i Molluschi Bivalvi alcune forme sono mistofile legate al Sistema Fitale (*P. papillosum*, *T. ovata*, *N. fragilis*, *T. balaustina*), per lo più presenti nella Biocenosi del Detritico Costiero e del Detritico del Largo; altre, euribate, sono indicatrici di presenza di materia organica al fondo (*M. spinifera*, *C. gibba*), altre ancora (*A. scabra*, *Limopsis* sp.) sono decisamente più profonde a distribuzione circalitorale—batiale.

Specie legate a biocenosi infralitorali sono invece *Cardita calyculata* e *B. reticulatum*, rinvenute in genere nelle praterie a *Posidonia oceanica*.

La tanatocenosi è dunque formata da taxa provenienti da ambienti diversi, a diversa distribuzione batimetrica, riuniti solo grazie a fenomeni di trasporto.

A. scabra e *Limopsis* sp. possono forse fornire un limite minimo di profondità per la deposizione dei sedimenti, al confine tra il Piano Circalitorale ed il Piano Batiale superiore. I resti di Scleractinie potrebbero appartenere a forme aermatipiche, sulle quali si sarebbero fissati gli esemplari di *Acar*.

Da ultimo va ricordato che le specie del genere *Strombus*, oggi scomparso dal Mediterraneo, sono tipiche di acque temperato—calde e possono a tal riguardo fornire indicazioni sul clima che interessava l'area considerata durante la deposizione dei più antichi sedimenti pliocenici.

Conferma di quanto sopra ipotizzato è data anche dall'analisi della tana-

tocenosi di un pozzo per acqua scavato in Malnate, a poche centinaia di metri in linea d'aria dalla sezione considerata (Corselli, in preparazione). In particolare la concomitanza di *A. scabra* e di diverse specie di *Madreporari* batiali conferma una batimetria per lo meno circalitorale—batiale superiore.

La sedimentazione pliocenica nel canyon messiniano (C.C., M.C.).

La superficie di erosione al tetto dell'unità 1 è interpretabile come parte del versante di una paleovalle incisa nella «Gonfolite», la quale, una volta sommersa, si comportò come un canyon sottomarino.

La geometria e la litofacies della unità 2 presentano stretta analogia con quelle dei depositi di *upper fan* secondo il modello di *fan* sottomarino di Walker (1979) e con le torbiditi eoceniche del bacino di Arnot, descritte da Stanley, Palmer e Dill (1978); di conseguenza i depositi in oggetto sono attribuiti a facies di canyon o di scarpata di canyon.

La presenza di grossi blocchi di «Gonfolite» alterata, del volume anche di alcuni metri cubi, avvalorà l'ipotesi che la scarpata del canyon non dovesse comunque essere molto lontana.

L'alternanza di strati carbonatati e fossiliferi con forte incidenza di minerali instabili, e di strati completamente decarbonatati con associazione di minerali pesanti assai più stabili, potrebbe spiegarsi con differenti tipi di alimentazione del canyon. I materiali più stabili derivati dalla degradazione dell'antico paleosuolo miocenico su «Gonfolite», in cui il canyon stesso è inciso, sarebbero di diretto apporto continentale (*bed load* del corso d'acqua immisario nelle fasi di massima degradazione dei versanti sulla terra emersa). Al contrario i sedimenti carbonatati e fossiliferi rappresenterebbero depositi sublitoranei infra e circalitorali, risedimentati all'interno del canyon, in momenti in cui l'apporto dal continente era minimo (Fig. 5). Questo fatto è confermato dalla presenza nella tanatocenosi di fossili tipici di paleocomunità del sistema fitale (biocenosi delle Alghe Fotofile, Prateria a *Posidonia*, Detritico Costiero, ecc.).

La serie presenta complessivamente una tendenza *upward fining*: aumentano infatti verso l'alto gli strati pelitici a scapito di quelli sabbiosi, sia come numero e come spessore. Il fenomeno è da attribuire ad una diminuzione dell'apporto grossolano all'interno del canyon ed è probabilmente causato dalla trasgressione pliocenica, che portò ad un rapido innalzamento della linea di costa, all'annegamento ed alla disattivazione del canyon. La serie pliocenica è troncata al tetto da una superficie di erosione, sulla quale appoggiano i depositi morenici qui indicati come unità 4 (Fig. 2).

Tuttavia i depositi posti in luce dallo scavo per la pila del ponte (unità 3), per litologia, giacitura e contenuto fossilifero sembrano appartenere alla

serie pliocenica e rappresentarne il proseguimento verso l'alto. Si tratta di limi e sabbie fini con ciottoli striati dispersi, interpretati come *till*; essi contengono una sensibile quantità di microfauna non rimaneggiata risalente al Pliocene inferiore (cf. Cap. 2) ed una minore quantità di frammenti scheletrici di organismi marini di incerta determinazione (Bivalvi e Scafopodi); sono pertanto da attribuire a facies glaciomarina d'età pliocenica (cf. Discussione).

Conclusioni (C.C., M.C.).

Se gli eventi nella loro successione sono di lettura relativamente chiara, rimangono tuttavia ancora taluni problemi. La «Gonfolite» di Malnate per età e posizione può esser correlata con la «Sandsteine der Val Grande» di Longo (1968), cui viene attribuita una età langhiano-aquitaniense.

Secondo Cita (1959) l'età della «Gonfolite» affiorante ad est di Varese è oligocenica inferiore, se non più recente.

Nel 1975 trattando della biocronologia delle serie conglomeratiche nei pressi di Como, Rögl et al. (1975) datano la Formazione di Chiasso all'Oligocene medio-superiore, mentre la Formazione di Cavallasca, sovrastante ai conglomerati, viene riferita alla parte alta dell'Oligocene superiore come anche la Formazione di Como.

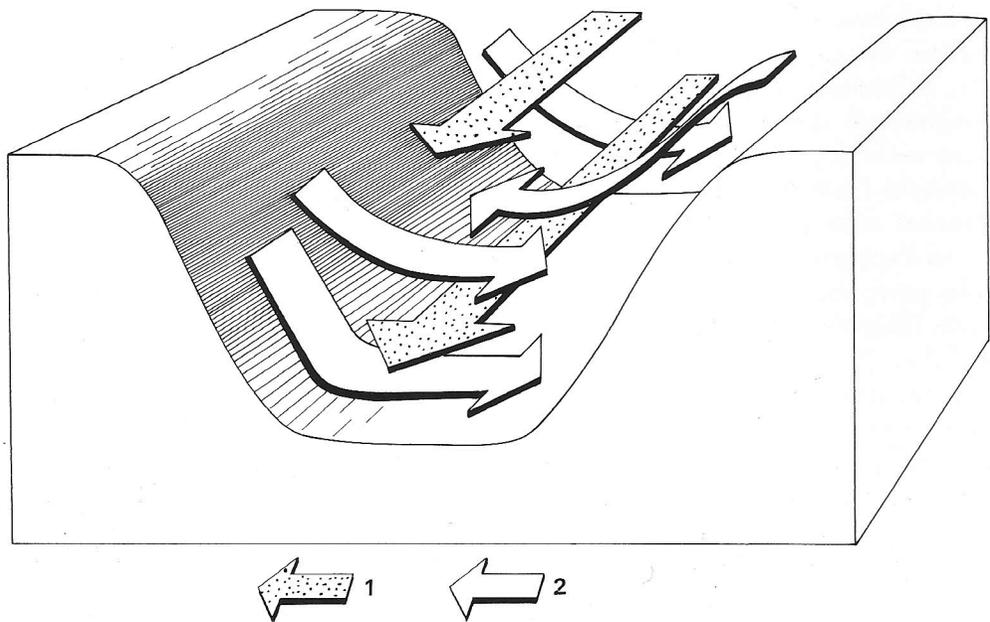


Fig. 5 — Modello schematico della sedimentazione pliocenica nel canyon di Malnate. 1) Sedimenti torbiditici e *sand flow*, provenienti da aree emerse; 2) Sedimenti gravitativi (*slump*) provenienti dalle pareti del canyon e dalla piattaforma continentale.

Rizzini e Dondi (1978), ipotizzando un modello litostratigrafico dei depositi terziari e quaternari della Pianura Lombarda, attribuiscono al Tortoniano inferiore una ripresa nella sedimentazione grossolana al margine del bacino padano.

Di contro Mattavelli et al. (1983) in un altro modello semplificato e schematizzato della litostratigrafia della parte centrale del bacino padano collocano l'ultima deposizione grossolana riferibile alla «Gonfolite» nel Miocene Medio.

Tutte le testimonianze prima riportate sembrano tuttavia confermare unanimemente che la tettonica orogenetica alpina sia continuata, tranne qualche momento di relativa stasi, dall'Oligocene fino al Miocene medio e forse al Miocene superiore.

Nel Tortoniano (Rizzini & Dondi, 1978) la monoclinale lombarda era probabilmente già emersa. Ciò permetterebbe di indurre l'età dell'inizio dello sviluppo del suolo, di cui il Saprolite è testimonianza. All'emersione della monoclinale lombarda sarebbe infatti seguito un lungo periodo pedogenetico in condizioni di clima intertropicale o equatoriale, testimoniato anche in altre parti d'Europa (De Jong & Van der Waals, 1971; Kuyil, 1973) dove sarebbe perdurato fino al tardo Miocene.

A Malnate, il termine *ante quem* per lo sviluppo di tale suolo è dato dalla erosione che ne ha provocato l'asportazione quasi completa (superficie d'erosione al tetto dell'unità 1). Questa incisione sembra riferibile al Messiniano poichè i sedimenti che direttamente le si addossano sono attribuibili al Pliocene inferiore, senza che vi sia alcuna evidenza di termini intermedi; pertanto il paleosuolo di Malnate avrebbe potuto svilupparsi a partire dall'inizio del Miocene superiore.

E' noto che la crisi di salinità messiniana ha comportato un drastico abbassamento del livello di base, documentato in tutta l'area mediterranea da una superficie di erosione, direttamente collegabile alla caduta del livello marino (Cita et al., 1978; Clauzon, 1982). Tale abbassamento, pur nella diversa evoluzione subita dai bacini padani durante il Messiniano medio e superiore (Corselli & Grecchi, 1984; Rizzini & Dondi, 1978; Dondi, Mostardini e Rizzini, 1982), ha dovuto provocare una notevole erosione nelle aree emerse con l'incisione di solchi vallivi, di cui l'affioramento di Malnate potrebbe rappresentare una evidenza ulteriore. A tal riguardo vanno ricordati i dati forniti sia da Finckh (1978) sull'esistenza di profondi solchi vallivi oggi occupati dai laghi prealpini, sia da Bini et al. (1978) sulla ricostruzione dei fenomeni erosivi interessanti il bordo prealpino, legati alla crisi di salinità.

Inoltre un'analisi preliminare dei dati provenienti dai pozzi per acqua dell'area studiata permette, come già osservato da Nangeroni (1928), di evidenziare una paleotopografia pre-pliocenica molto diversificata. In località Castiglione Olona infatti il tetto della «Gonfolite», che affiora su di un lato della attuale

valle, non viene raggiunto in un pozzo profondo circa 80 m dal piano di campagna, a poche decine di metri di distanza.

L'ipotesi più probabile sembra quindi essere quella di una paleovalle che, con direzione grosso modo N-S, incideva profondamente le unità mioceniche allora emerse.

La trasgressione pliocenica, che riportava il dominio marino nel Mediterraneo, deve aver risalito la paleovalle, trasformandola in un canyon sottomarino, almeno nella porzione basale. Si determinava in tal modo una *rias* insinuata profondamente nelle Prealpi varesine e comasche, fino alla bassa valle della Breggia tra il lago di Como e quello di Lugano (giacimenti marini pliocenici di Balerna, Pontegana Castel di sotto) (Longo, 1968; Premoli Silva, 1964).

La messa in posto dei sedimenti pliocenici nel canyon (Fig. 5) deve essere avvenuta attraverso due diversi meccanismi. I materiali terrigeni decarbonatati si sedimentavano infatti lungo l'asse del canyon, in seguito a processi di tipo torbido; essi corrispondono a fasi di accelerata erosione dell'area emersa e pedogenizzata. I materiali carbonatati ad essi intercalati sembrano invece prevalentemente messi in posto da processi gravitativi; i loro caratteri petrografici (colore, presenza di carbonati, associazione di minerali pesanti) ed il contenuto macro e micropaleontologico, indicano come area di origine la piattaforma continentale, intendendo con questo termine gli interfluvii fra diversi canyons che incidevano il bordo prealpino.

I depositi glaciomarini al tetto della serie, in un contesto pliocenico, testimoniano un evento glaciale di notevole importanza. Si può supporre che sulle Alpi si fossero formati ampi ghiacciai e che alcuni di essi, sfruttando le preesistenti valli già incise nel Miocene, scendessero fino al margine prealpino. Il caso di Malnate inoltre non è isolato: depositi glaciomarini sono stati segnalati anche nelle Prealpi piemontesi a Val Chiusella presso Ivrea, in associazione pure con faune plioceniche (Carraro, Medioli & Petrucci, 1975).

Mancano per ora elementi per una datazione più circostanziata dei depositi glaciomarini di Malnate. A livello di ipotesi, si potrebbe tuttavia pensare che questo evento sia correlabile con l'importante cambiamento climatico avvenuto a MY 3.2-3.35 nell'emisfero boreale, i cui influssi nel Mediterraneo sono testimoniati da evidenze palinologiche (Suc, 1984) e faunistiche (Thunell, 1979 a,b; Raffi & Marasti, 1982).

2 - Caratteri biostratigrafici (D. V.)

Premessa.

Lo studio micropaleontologico di alcuni campioni provenienti dalla serie di Malnate è stato intrapreso con il duplice scopo di migliorare la risoluzione

biostratigrafica e di confermare le informazioni paleoambientali già ottenute dalla macrofauna. I campioni analizzati provengono da tre livelli e precisamente, dal basso verso l'alto:

Campione 1 – Unità 2c

Campione 2 – Unità 2l

Campione 3 – Unità 3

Sono stati lavati da 100 a 200 grammi di materiale, a seconda della maggiore o minore granulometria del sedimento. Si sono ottenuti per tutti i campioni tre frazioni, rispettivamente superiori a 474μ , 151μ , 61μ . Solo per i campioni 1 e 3 è stata separata anche la frazione superiore a 270μ , non considerata per il campione 2. Per maggiore uniformità i dati relativi a questa frazione intermedia sono stati considerati insieme a quelli della frazione maggiore di 151μ , come per il campione 2. Il campione 3 è stato inoltre trattato con tetracloruro di carbonio, utilizzando il metodo della separazione con liquidi pesanti, per concentrare i gusci dei Foraminiferi, estremamente dispersi nell'abbondante residuo inorganico. Le frazioni ottenute sono state successivamente osservate al microscopio per la determinazione specifica dei Foraminiferi; le specie identificate sono elencate nella Tabella 3, in cui è anche indicata con simboli diversi la presenza nelle tre frazioni (474μ , 151μ , 61μ).

Il rapporto P/P+B è stato calcolato in base alle specie planctoniche e bentoniche della sola frazione superiore a 151μ ; la sua percentuale e le percentuali dei generi (o gruppi di generi) più significativi dal punto di vista paleoambientale sono espressi nella Tabella 4, che verrà discussa in seguito.

Descrizione dei campioni.

Campione 1 (Unità 2c): il residuo di lavaggio è piuttosto scarso; la frazione più grossolana ne costituisce una parte limitata, percentualmente più abbondanti sono le frazioni media e fine. La parte inorganica è data da frammenti di roccia (arenarie fini, metamorfite, rocce cristalline), quarzo per lo più ialino e a spigoli vivi, mica biotite e muscovite. Questi due ultimi componenti diventano man mano più frequenti nella frazione a granulometria inferiore.

La parte organica, abbastanza ricca e ben diversificata, è costituita da frammenti di Bivalvi, rari radioli di Echinoidi, otoliti. I Foraminiferi sono comuni, in netta maggioranza le forme bentoniche, spesso di grandi dimensioni e abbastanza ben conservate; alcuni gusci si presentano riempiti con ossidi di ferro. I Foraminiferi planctonici, quasi assenti nella frazione a granulometria maggiore, aumentano nella frazione intermedia. Sono state identificate 69 specie bentoniche, 19 planctoniche, per un totale di 258 esemplari.

Campione 2 (Unità 2l): questo campione ha fornito il residuo più abbondante; la frazione maggiore di 474μ ne costituisce la percentuale maggiore, ma anche le altre due frazioni sono ben rappresentate. La parte inorganica, con quarzo a spigoli vivi, frammenti di roccia simili a quelli del campione precedente e miche, è dominante. La parte organica è tuttavia ricca e ben diversificata, con frammenti di Bivalvi, Balanidi, otoliti, rari Gasteropodi e radioli di Echinoidi. I Foraminiferi bentonici sono comuni, a volte riempiti con ossidi di ferro; i Foraminiferi planctonici compaiono solo a partire dalla frazione intermedia. Sono state determinate 75 specie bentoniche, 16 planctoniche, per un totale di 275 esemplari.

Specie bentoniche	C 1	C 2	C 3
<i>Ammonia beccarii</i> (Linneo)	□☆	□☆	
<i>Anomalinoidea helicinus</i> (Costa)	□☆	□	
<i>Asterigerinata mamilla</i> (Williamson)	□☆	□	
<i>Asterigerinata planorbis</i> (d'Orbigny)	□		□
<i>Astrononion stelligerum</i> (d'Orbigny)	□		□
<i>Bigenerina nodosaria</i> d'Orbigny	□		
<i>Bolivina apenninica</i> Barbieri & Mosna	□☆		
<i>Bolivina leonardii</i> Accordi & Selmi		□	
<i>Bolivina pseudoplicata</i> Heron Allen & Earland		☆	
<i>Bolivina punctata</i> d'Orbigny	□☆	□	□
<i>Bolivina subspinescens</i> Cushman	□☆		
<i>Bolivina variabilis</i> (Williamson)	☆		
<i>Brizalina catanensis</i> (Seguenza)		□	
<i>Brizalina dilatata</i> (Reuss)		□☆	
<i>Brizalina</i> aff. <i>earlandi</i>	□		
<i>Bulimina basispinosa</i> Tedeschi & Zanmatti		□	
<i>Bulimina costata</i> d'Orbigny	□	□	□
<i>Bulimina exilis</i> Brady		□	
<i>Bulimina lappa</i> Cushman & Parker	□☆	□	
<i>Bulimina minima</i> Tedeschi & Zanmatti	□☆	□☆	□
<i>Cassidulina carinata</i> Silvestri	□☆	□☆	
<i>Cancris oblongus</i> (d'Orbigny)	□		
<i>Cibicides</i> cf. <i>grosseopunctatus</i> Earland	□☆	□	
<i>Cibicides lobatulus</i> (Walker & Jacob)		□	
<i>Cibicides refulgens</i> de Montfort		□	□
<i>Cibicoides pseudoungerianus</i> (Cushman)	□	□	
<i>Cibicoides ungerianus</i> (d'Orbigny)	□	□	□
<i>Dentalina aciculata</i> (d'Orbigny)		○	
<i>Dentalina leguminiformis</i> (Batsch)		○	
<i>Dentalina</i> sp.		○	○
<i>Dimorphina</i> sp.			□
<i>Discorbis floridana</i> Cushman	□		
<i>Elphidium aculeatum</i> (d'Orbigny)		□	
<i>Elphidium advenum</i> (Cushman)		□	□
<i>Elphidium complanatum</i> (d'Orbigny)		□	
<i>Elphidium crispum</i> (Linneo)	○□	○	
<i>Elphidium gunteri</i> Cole	□		
<i>Elphidium macellum</i> (Fichter & Moll)	□☆	□☆	
<i>Elphidium</i> cf. <i>williamsoni</i>		□	
<i>Elphidium</i> sp.		□	
<i>Eponides bradyi</i> Earland	□	○□	□
<i>Fissurina</i> sp.	□		
<i>Florilus boueanum</i> (d'Orbigny)			□
<i>Florilus grateloupi</i> (d'Orbigny)			□
<i>Globocassidulina crassa</i> (d'Orbigny)		□	
<i>Globocassidulina oblonga</i> (Reuss)		□	
<i>Globocassidulina subglobosa</i> (Brady)	□☆	□☆	□
<i>Gyroidinoides laevigatus</i> (d'Orbigny)	□	□☆	
<i>Gyroidinoides neosoldanii</i> (Brotzen)		□	
<i>Gyroidinoides umbonatus</i> (Silvestri)			□
<i>Heterolepa bellincionii</i> (Giannini & Tavani)	○□	○□	□
<i>Heterolepa floridana</i> (Cushman)	□	□	□
<i>Haplophragmoides glomeratum</i> (Brady)			□
<i>Hoeglundina elegans</i> (d'Orbigny)	□	□	

Tab. 3 – Distribuzione dei Foraminiferi bentonici. I simboli indicano la presenza nelle tre frazioni: □ presenza nella frazione > 151 μ; ☆ presenza nella frazione > 61 μ.

Specie bentoniche	C 1	C 2	C 3
<i>Lagena gibbera</i> Büchner			□
<i>Lagena semistriata</i> (Williamson)	□		
<i>Lenticulina ariminensis</i> (d'Orbigny)	○	○	
<i>Lenticulina calcar</i> (Linneo)	○□	○	
<i>Lenticulina cultrata</i> (de Montfort)	○	○	
<i>Lenticulina curvisepta</i> (Seguenza)	○	○	
<i>Lenticulina gibba</i> (d'Orbigny)	□		
<i>Lenticulina inornata</i> (d'Orbigny)		○	□
<i>Lenticulina peregrina</i> (Schwager)			□
<i>Lenticulina rotulata</i> (Lamarck)	○□	○□	
<i>Lenticulina submamilligera</i> (Cushman)		○	
<i>Loxostomum limbatum</i> (Brady)			☆
<i>Marginulina costata</i> (Batsch)	○	○	○
<i>Marginulina costata coarctata</i> Silvestri	○		
<i>Martinottiella communis</i> (d'Orbigny)	□		
<i>Melonis barleanum</i> (Williamson)	□	□	
<i>Melonis padanum</i> (Perconig)		□	□
<i>Melonis soldanii</i> (d'Orbigny)		□	□
<i>Neoconorbina terquemi</i> (Rzehak)	□	□☆	
<i>Neoeponides schreibersi</i> (d'Orbigny)		○	
<i>Nodosaria pentecostata</i> Costa	○		
<i>Nodosaria raphanistrum</i> (Linneo)	○		
<i>Nonion commune</i> (d'Orbigny)	□		□
<i>Nonion formosum</i> (Seguenza)		□	
<i>Nonion granosum</i> (d'Orbigny)	□		
<i>Oridorsalis umbonatus</i> (Reuss)		□	
<i>Oridorsalis umbonatus stellatus</i> (Silvestri)		□	
<i>Parrellina verriculata</i> (Brady)		□	
<i>Planularia cf. australis</i>		○	
<i>Planulina ariminensis</i> d'Orbigny	○□	○	
<i>Praeglobobulimina ovata</i> (d'Orbigny)	□	□	□
<i>Pullenia bulloides</i> (d'Orbigny)	□	□	□
<i>Reussella spinulosa</i> (Reuss)	□	□	
<i>Rosalina globularis</i> d'Orbigny	□☆	☆	
<i>Saracenaria italica</i> DeFrance		□	
<i>Sigmoilinita tenuis</i> (Czjzek)	☆		
<i>Sigmoilopsis schlumbergeri</i> (Silvestri)	□		
<i>Siphonina planoconvexa</i> (Silvestri)	□	□	□
<i>Siphonodosaria</i> sp.		□	
<i>Sphaeroidina bulloides</i> d'Orbigny	□	□	
<i>Spiroplectammina wrighti</i> (Silvestri)		○	
<i>Stilostomella aspera</i> (Silvestri)		□	
<i>Stilostomella hispida</i> (d'Orbigny)		□	
<i>Textularia abbreviata</i> d'Orbigny	□		
<i>Textularia conica</i> d'Orbigny	□	□	
<i>Textularia sagittula</i> DeFrance	□	□	
<i>Trifarina angulosa</i> (Williamson)	☆	☆	
<i>Trifarina bradyi</i> Cushman	□☆		
<i>Trifarina fornasinii</i> (Selli)	□		
<i>Uvigerina peregrina</i> Cushman	□	□	□
<i>Uvigerina pygmaea</i> d'Orbigny	□	□	□
<i>Uvigerina rutila</i> Cushman	□		
<i>Uvigerina striatissima</i> Perconig			□
<i>Valvulineria minuta</i> (d'Orbigny)	□		□

Campione 3 (Unità 3): il residuo è abbastanza abbondante, la frazione grossolana è di poco superiore alla frazione media e fine. Il materiale è quasi totalmente inorganico, con abbondantissimo quarzo ialino e colorato, più scarsi cristalli di probabili granati, feldspati, ortoclasio, miche e frammenti di rocce diverse. Il quarzo è generalmente a spigoli vivi, ma sono presenti anche alcuni granuli arrotondati e con striature che si potrebbero facilmente ricollegare a processi erosivi di tipo glaciale, legati al deterioramento climatico. La parte organica, tanto scarsa da richiedere la concentrazione con tetracloruro di carbonio, è costituita da frammenti di fibre vegetali carbonizzate e da Foraminiferi, in gran maggioranza bentonici. Sia il numero di specie, 35 bentoniche e 7 planctoniche, che il numero di esemplari, 70, sono nettamente inferiori a quello dei campioni precedenti. I valori percentuali delle specie utilizzate per l'indagine paleoambientale sono esposti, come per gli altri campioni, nella Tabella 4, ma sono stati considerati solo in via indicativa, a causa del basso numero di esemplari su cui si basano, poco attendibile per le analisi statistiche.

Considerazioni biostratigrafiche.

Le associazioni planctoniche e bentoniche esaminate hanno entrambe fornito utili informazioni per l'analisi biostratigrafica: i dati ottenuti dalle sole faune planctoniche, piuttosto povere e scarse, sono stati confermati ed arricchiti da quelli ricavati dalle specie bentoniche. Le associazioni planctoniche presenti nei tre campioni sono costituite da specie che non superano il tetto

Specie planctoniche	C 1	C 2	C 3
<i>Globigerina bulloides</i> d'Orbigny	□	□	□
<i>Globigerina decoraperta</i> Takayanagi & Saito	□	□	□
<i>Globigerina falconensis</i> Blow	□	□	
<i>Globigerina nepenthes</i> Todd	□		
<i>Globigerina parabulloides</i> Blow	□	□	□
<i>Globigerina praedigitata</i> Parker	□		
<i>Globigerina quinqueloba</i> Natland	□	□	
<i>Globigerina</i> sp.			□
<i>Globigerina glutinata</i> (Egger)	□	□	
<i>Globigerinoides bollii</i> Blow	□	□	
<i>Globigerinoides conglobatus</i> (Brady)	□	□	
<i>Globigerinoides emeisi</i> Bolli	□	□	
<i>Globigerinoides gomitolus</i> (Seguenza)	□	□	□
<i>Globigerinoides obliquus</i> Bolli	□	□	
<i>Globigerinoides obliquus extremus</i> Bolli & Bermudez	□	□	
<i>Globigerinoides ruber</i> (d'Orbigny)	□		
<i>Globigerinoides trilobus</i> (Reuss)	□		
<i>Globigerinoides</i> sp.	□	□	
<i>Globorotalia pseudopachyderma</i> Cita	□	□	□
<i>Globorotalia obesa</i> Bolli		□	
<i>Orbulina universa</i> d'Orbigny	□	□	□

Tab. 4 — Distribuzione dei Foraminiferi planctonici nella frazione > 151 μ .

del Pliocene (*Globigerina decoraperta*, *Globigerinoides obliquus* e *G. obliquus extremus*) o che hanno distribuzione ancora più ampia. Non sono invece stati rinvenuti indicatori zionali del Neogene del Mediterraneo (Blow, 1969; Cita, 1975). Alcune specie presenti, tuttavia, come *Globigerina nepenthes* e *Globigerinoides emeisi* permettono un'attribuzione al Pliocene inferiore, e tentativamente all'intervallo corrispondente alle zone MPL 1 – MPL 2 (Cita, 1975).

Quanto detto sopra è valido per il Campione 1, e probabilmente per il Campione 2, forse un pò più recente; infatti non vi si è rintracciato alcun esemplare di *G. nepenthes*, mentre *G. emeisi* è ancora abbastanza ben rappresentata. Nel Campione 3 la fauna è estremamente povera e poco significativa; tra le specie prima segnalate è stata identificata la sola *G. decoraperta*; non sono state rinvenute *G. nepenthes*, *G. emeisi*, *G. obliquus* e *G. obliquus extremus*. Gli individui presenti inoltre sono piccoli, poco sviluppati e suggeriscono un clima freddo – in particolare i gusci piccoli, compatti di *Globigerina bulloides*, confrontabili con gli esemplari che appaiono più frequentemente durante le oscillazioni fredde del Pleistocene.

I Foraminiferi bentonici, ben diversificati, sono ricchi di forme stratigraficamente significative, che confermano l'attribuzione derivante dalle specie planctoniche. Specie tipiche del Pliocene inferiore, come *Bolivina apenninica*, *B. leonardii*, *B. punctata*, *Bulimina minima*, *Lenticulina curvisepata*, *Marginulina costata coarctata*, *Nodosaria pentecostata*, *N. raphanistrum*, *Siphonina planoconvexa*, sono segnalate anche in aree relativamente vicine come Folla d'Induno (Lualdi, 1981) e Balerna (Premoli Silva, 1964), attribuite dagli autori al Pliocene inferiore–medio. Nel Campione 1 della serie di Malnate è inoltre presente *Uvigerina rutila*, assente nelle due località appena citate; questa specie, utilizzata come indicatore di zona per il Tabianiano (Barbieri, 1967; Iaccarino, 1967), è in buon accordo con la contemporanea presenza di *Globigerina nepenthes*. Non sono state rinvenute specie tipiche del Pliocene basale, come ad esempio *Bolivina placentina*. *U. rutila* e *Marginulina costata coarctata* sono limitate al Campione 1; nel Campione 2, accanto a specie tipiche del Pliocene inferiore, compaiono rarissimi o singoli esemplari di *Brizalina catanensis* e *Bulimina basi-spinosa*, forme che raggiungono la massima frequenza nella parte media del Pliocene. Si può concludere quindi con l'attribuzione del Campione 1 al Pliocene inferiore, probabilmente alla zona MPL 2, in base alla presenza di *G. nepenthes* e *U. rutila*, e all'assenza di *B. placentina*, che farebbe scartare il Pliocene basale. I Campioni 2 e 3 sembrano riferibili nel complesso alla parte alta del Pliocene inferiore, tenendo presente che il segnale ricavato dal Campione 3 ha forse più valore per l'interpretazione paleoambientale che per l'analisi biostratigrafica. Infatti, se la paleobatimetria non è aumentata in modo marcato, il depauperamento della fauna potrebbe essere attribuibile ad una consistente diminuzione di temperatura.

Indicativamente il Campione 2 è sicuramente più antico di 2.2 milioni di anni B.P., per la presenza di *G. obliquus extremus*, il cui L.A.D. è datato appunto a 2.2 milioni B.P. (Ryan et. al., 1973).

Considerazioni paleoambientali.

Gli studi sull'ecologia dei Foraminiferi attuali sono numerosi e forniscono una ampia base di confronto per lo studio paleoclimatico e paleobatimetrico delle associazioni neogeniche. La composizione delle faune ha anche permesso la distinzione di zone batimetriche sia per aree extra europee (Bandy, 1956; Phleger, 1960, 1964), sia europee come il Golfo di Guascogna (Pujos-Lamy, 1973) e varie aree mediterranee (Chierici, Busi & Cita, 1962; Parker, 1958; Iaccarino, 1969; Cita & Zocchi, 1978), per citare solo alcuni tra i numerosi lavori sull'argomento. Il significato paleoecologico e la distribuzione batimetrica di un certo numero di specie plioceniche è pure noto (Barbieri & Mediolì, 1964; Le Calvez, 1962; Sprovieri, 1974, 1979; Wright, 1978).

Per lo studio paleoambientale sono stati presi in esame per i singoli campioni (Tab. 5):

- a) rapporto P/P+B
- b) numero delle specie bentoniche
- c) composizione delle faune
- d) percentuali dei generi significativi
- e) caratteristiche particolari delle faune.

	C 1	C 2	C 3
Rapporto P/P + B	23.64	23.63	17.14
Arenacei	5.58	1.90	1.72
<i>Lenticulina</i>	3.55	0.95	3.44
<i>Melonis</i>	0.50	6.66	5.17
<i>Bulimina</i>	11.67	13.33	8.62
<i>Bolivina</i>	4.56	0.95	1.72
<i>Brizalina</i>	1.52	1.42	—
<i>Uvigerina</i>	10.65	12.85	15.51
<i>Gyroidinoides</i>	0.50	2.85	5.17
<i>Cassidulina</i> e <i>Globocassidulina</i>	3.04	8.09	5.17
<i>Pullenia</i>	1.01	3.33	10.34
<i>Cibicides</i>	3.04	4.76	1.72
<i>Cibicidoides</i>	12.18	8.09	5.17
<i>Heterolepa</i>	3.55	11.42	3.44
<i>Ammonia</i> , <i>Asterigerinata</i> , <i>Elphidium</i> , <i>Discorbis</i> , <i>Neoconorbina</i>	24.36	7.62	8.62

Tab. 5 — Percentuali del rapporto P/P + B e dei generi o gruppi di generi più significativi dal punto di vista paleoambientale.

I primi due valori forniscono alcune indicazioni di massima, che vanno tuttavia interpretate con una certa cautela, o meglio insieme agli altri dati a disposizione: essi infatti non vengono considerati del tutto attendibili da alcuni autori (Wright, 1978). E' stato tuttavia possibile un confronto con i valori riportati per il mare Adriatico (Chierici, Busi & Cita, 1962) e con quelli del Golfo del Messico (Phleger, 1960), in particolare con quelli derivanti da associazioni circolitorali ed epibatiali superiori.

La fauna studiata non fornisce un quadro uniforme: infatti sono presenti contemporaneamente specie indicative di profondità diverse. *Ammonia beccarii*, *Elphidium crispum* e *macellum*, *Asterigerinata mamilla*, *Rosalina* sp., *Discorbis* sp. sono specie tipiche di acque basse ed il loro limite di profondità varia da -75 m a -100 m, a seconda delle specie. Importante è tuttavia l'assenza dei *Miliolidae* e delle forme arenacee più superficiali, tipiche dell'ambiente di spiaggia. Sono sempre presenti *Heterolepa bellincionii* e *H. floridana*, *Cibicides ungerianus*, *Cibicides refulgens* e *Buliminidae* con varie specie di *Bolivina*, *Bulimina minima*, *Uvigerina peregrina* e *pygmaea*, *Trifarina angulosa* e *T. bradyi*; tutte queste specie indicano profondità superiori a -100/150 m. Inoltre deve essere considerata la presenza di rari esemplari di *Cassidulina carinata*, *Globocassidulina* sp., *Hoeglundina elegans*, *Eponides bradyi*, specie rappresentative della zona epibatale superiore (da -150/200 m a -500/700 m) (Wright, 1978). Nel complesso si può quindi ipotizzare un ambiente al limite tra la piattaforma e la scarpata continentale, corrispondente alle zone circolitorale-epibatale superiore. All'interno di questo quadro, comune per tutti i campioni, si possono evidenziare alcune differenze tra gli stessi, considerando oltre alla fauna complessiva le variazioni nelle percentuali dei vari generi o gruppi caratteristici.

Nel Campione 1 la percentuale di forme di acque basse (il gruppo *Ammonia*, *Elphidium*, *Asterigerinata* ecc.), di arenacei e di *Nodosariidae* planispirali (*Lenticulina*) è nettamente più elevata rispetto agli altri campioni. Sono inoltre numerosi i *Nodosariidae* allungati (*Nodosaria pentecostata*, *N. raphanistrum*, *Marginulina costata coarctata*). Tra i *Buliminidae*, *Bulimina* e *Uvigerina* sono prevalenti sulle Bolivine e Brizaline. Il genere *Bolivina* s.l. (comprendente anche *Brizalina*) può essere considerato indicativo di acque temperate a bassa e media profondità (Barbieri & Medioli, 1964) ed è diffuso a partire da -100 m fino a circa -850 m (zone 3 e 4 di Chierici, Busi & Cita, 1962). In genere *Uvigerina* indica invece acque più profonde e fredde. Le condizioni di scarsa ossigenazione al fondo, spesso indicate dai Buliminidi (*Bolivina* in particolare), sembrano escluse in base alla fauna bentonica associata, abbastanza ricca e con esemplari di dimensioni normali.

Nel Campione 2 le forme infralitorali diminuiscono, mentre aumenta la percentuale di *Uvigerina*, *Bulimina*, *Heterolepa* e *Cassidulina*; sono sempre presenti le *Lenticuline*, anche con esemplari di grandi dimensioni. L'apporto di fauna costiera sembra quindi diminuire percentualmente e la profondità sembra

umentare. Nel Campione 3 la fauna, più povera, è rappresentata solo da esemplari abbastanza piccoli, con netta prevalenza di *Uvigerina peregrina* e *pygmaea*, *Bulimina minima* e *Pullenia bulloides*, mentre la percentuale delle specie di acque basse non è particolarmente alta. La stessa povertà della fauna, se rende poco attendibili i dati statistici, porta ad ipotizzare un ambiente scarsamente favorevole, probabilmente più freddo, in cui era prevalente la sedimentazione detritica. L'apprezzabile quantità di resti vegetali carboniosi segnala la prossimità della linea di costa ed aggiunge un elemento per il confronto con il materiale di Balerna (Premoli Silva, 1964).

Considerazioni conclusive.

I Foraminiferi planctonici e l'associazione bentonica ben diversificata del Campione 1 documentano un ambiente favorevole, con acque calde e consistenti apporti dalla zona infralitorale, stratigraficamente riferibile al Pliocene inferiore, probabilmente alla parte della zona MPL 2 antecedente all'estinzione di *G. nepenthes*. Salendo nella serie (Campione 2) la fauna planctonica è attribuibile approssimativamente alla parte della zona MPL 2 successiva all'estinzione di *G. nepenthes*. La fauna bentonica subisce un netto cambiamento: diminuiscono le forme infralitorali mentre divengono più rappresentate le specie circolitorali e epibatiali; si può ipotizzare quindi un ambiente di deposizione al limite tra la piattaforma e la parte superiore della scarpata, presumibilmente un po' più profondo di quello precedente.

Nel terzo campione la scarsità di plancton, per di più di piccole dimensioni, la presenza di *G. bulloides* poco sviluppate, l'assenza di forme calde superficiali, quali *G. obliquus* (che stratigraficamente dovrebbe essere presente), le caratteristiche della fauna bentonica, anch'essa di piccole dimensioni e dominata dalle Uvigerine, sarebbero indizi di un netto raffreddamento delle acque. Questa ipotesi viene ulteriormente sorretta dall'incremento del materiale detritico, per lo più formato da granuli di quarzo, alcuni dei quali presentano striature di possibile origine glaciale.

3 – Conclusioni (CC., MC., DV.)

La serie esposta presso Malnate conferma ed amplia le conoscenze sull'evoluzione geologica e paleogeografica del margine meridionale delle Alpi tra il Tortoniano ed il Pliocene medio.

Al sollevamento ed all'emersione della «Gonfolite», avvenuti durante il Tortoniano, fa seguito una lunga fase pedogenetica in clima intertropicale, che si protrae fino al Messiniano. Durante questo periodo lo spesso suolo viene fortemente eroso e, a causa del ringiovanimento dei corsi d'acqua prodotto dalla crisi di salinità, si forma una incisione valliva che è invasa dal mare a partire dal

Pliocene inferiore e che di conseguenza agisce da canyon sottomarino. Nei depositi di riempimento, a sedimenti di carattere torbiditico messi in posto lungo l'asse del canyon, si alternano elementi franati dai fianchi che coinvolgono i sedimenti del prisma costiero. Con il procedere della trasgressione, il canyon tende ad essere disattivato, e nel suo riempimento prevalgono i sedimenti pelitici.

Al tetto della serie compaiono sedimenti glaciomarini legati ad un evento glaciale alpino che, in base al contesto stratigrafico, viene tentativamente correlato al deterioramento climatico segnalato in Mediterraneo a 3.2–3.35 MY.

Dal punto di vista paleoecologico, sia la macrofauna sia i Foraminiferi planctonici e bentonici, di età pliocenica inferiore, documentano dapprima un ambiente favorevole con acque calde e consistenti apporti dalla zona infralitorale. In seguito salendo nella serie, l'apporto di fauna di bassa profondità diminuisce, mentre le faune bentoniche indicano un ambiente al limite tra la zona circalitorale ed epibatiale superiore.

La fauna recuperata nei depositi glaciomarini ha chiari indizi di un marcato raffreddamento delle acque.

BIBLIOGRAFIA

- Amfossi G., Brambilla G. & Mosna S. (1983) – La fauna del Pliocene di Taino. *Atti Ist. Geol. Univ. Pavia*, v. 30, n. 1, pp. 83–102, 3 tav., Pavia.
- Bandy O.L. (1956) – Ecology of Foraminifera in Northeastern Gulf of Mexico. *Geol. Surv. Prof. Pap.*, n. 274–G, pp. 179–202, 4 tab., 3 tav., 4 fig., Washington.
- Barbieri F. (1967) – Il Pliocene del Subappennino piacentino–parmense–reggiano. Foraminifera in the Pliocene section Vernasca–Castell'Arquato including the «Piacenzian stratotype» (Piacenza Province). *Mem. Soc. Ital. Sc. Nat., Mus. Civ. St. Nat. Milano*, v. 15, n. 3, pp. 145–163, 1 tav., 10 fig., Milano.
- Barbieri F. & Medioli F. (1964) – Significato paleoecologico di alcuni generi di foraminiferi nella serie Pliocenica Vernasca–Castell'Arquato. *Ateneo Parmense*, v. 35, suppl. 1, pp. 8–34, 1 tav., Parma.
- Bini A., Cita M.B. & Gaetani M. (1978) – Southern alpine lakes–hypothesis of an erosional origin related to the Messinian trenchment. *Marine Geology*, v. 27, pp. 271–288, 8 fig., Amsterdam.
- Blow W.H. (1969) – Late middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. *Proc. First Int. Conf. Plankt. Microf.*, Geneva 1967, v. 1, pp. 199–422, 54 tav., 43 fig., Leiden.
- Brewer R. (1976) – Fabric and Mineral Analysis of Soils. V. di 482 pp., 100 fig., New York.
- Carraro F., Medioli F. & Petrucci F. (1975) – Geomorphological of the morainic amphitheatre of Ivrea, Northwest Italy. *Quaternary Studies*, v. 13, pp. 89–93, 1 fig., Wellington.
- Chierici M.A., Busi M.T. & Cita M.B. (1962) – Contribution à une étude écologique des Foraminifères dans la mer Adriatique. *Rev. Micropaléont.*, v. 5, n. 2, pp. 123–142, 2 tav., 3 tab., 7 fig., Paris.

- Cita M.B. (1954) — Studi stratigrafici e micropaleontologici sulle formazioni comprese fra il Nummulitico ed il Pliocene nel territorio di Varese. *Boll. Serv. Geol. Italia*, v. 75, n. 2, pp. 671–677, Roma.
- Cita M.B. (1959) — Litofacies e biofacies della «Gonfolite» Lombarda. *Boll. Soc. Geol. Ital.*, v. 77, pp. 3–12, Roma.
- Cita M.B. (1975) — Planktonic foraminiferal biozonation of the Mediterranean Pliocene deep-sea record. A revision. *Riv. It. Paleont. Strat.*, v. 81, n. 4, pp. 527–544, 3 fig., Milano.
- Cita M.B. & Zocchi M. (1978) — Distribution patterns of benthic foraminifera on the floor of the Mediterranean sea. *Oceanologica Acta*, v. 1, n. 4, pp. 445–462, 3 tav., 4 tab., 10 fig., Paris.
- Cita M.B., Wright R.C., Ryan W.B.F. & Longinelli A. (1978) — Messinian Paleoenvironments. *Init. Rep. Deep Sea Drill. Project*, v. 42, n. 1, pp. 1003–1035, 19 fig., Washington.
- Clauzon G. (1982) — Le canyon messinien du Rhône: une preuve décisive du «dessicated deep-basin model» (Hsu, Cita & Ryan, 1973). *Bull. Soc. Géol. France*, v. 24, n. 3, pp. 597–610, 5 fig., Paris.
- Corselli C. & Grecchi G. (1984) — The passage from hypersaline to hyposaline conditions in the mediterranean Messinian: discussion of the possible mechanisms triggering the «lago-mare» facies. *Paléobiologie Continentale*, v. 14, n. 2, Montpellier.
- Corti B. (1893) — Foraminiferi e diatomee fossili delle sabbie gialle plioceniche della Folla d'Induno. *Boll. Soc. Geol. Ital.*, v. 11, n. 2, pp. 221–228, Roma.
- De Jong J.D. & Van der Waals L. (1971) — Depositional environment and weathering phenomena of the white Miocene sands of the southern Limburgh (The Netherlands). *Geol. en Mijnbouw*, v. 50, n. 3, pp. 417–424, 12 fig., Amsterdam.
- Dondi I., Mostardini F. & Rizzini A. (1982) — Evoluzione sedimentaria e paleogeografica della Pianura Padana. Guida alla Geologia del margine appenninico padano, pp. 47–60, 5 fig., Bologna.
- Fagerstrom J.A. (1964) — Fossil Communities in Paleoecology: their recognition and significance. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, v. 75, pp. 1197–1216, 5 fig., Baltimore.
- Fairbridge R.W. (1968) — Regolith and Saprolite. In Fairbridge R.W. — *The Encyclopedia of Geomorphology*, pp. 933–935, 1 fig., Reinhold Book. Co., New York.
- Finckh P.G. (1978) — Are southern alpine lakes former messinian canyons. Geophysical evidence for preglacial erosion in the southern alpine lakes. *Marine Geology*, v. 27, pp. 289–302, 7 fig., Amsterdam.
- Iaccarino S. (1967) — Il Pliocene del Subappennino piacentino—parmense—reggiano. Les Foraminifères du stratotype du Tabianien (Pliocène inférieur de Tabiano Bagni (Parma)). *Mem. Soc. Ital. Sc. Nat., Mus. Civ. St. Nat. Milano*, v. 15, n. 3, pp. 165–180, 1 tav., 6 tab., 2 fig., Milano.
- Iaccarino S. (1969) — I foraminiferi dei campioni di fondo prelevati nel Golfo di Taranto (M. Ionio). *Ateneo Parmense*, v. 5, n. 1, pp. 1–27, 2 tab., 17 fig., Parma.
- Kuyil O.S. (1973) — Pure Miocene quartz sands in Southern Limburg (The Netherlands). Stratigraphical occurrence and regional distribution. *Verh. Kon. Geol. Mijnbouw*, v. 29, pp. 73–80, 9 fig., Amsterdam.
- Le Calvez Y. (1962) — Microfaune et faciès du Pliocène. Océanographie géologique et géophysique de la Méditerranée Occidentale. *Edit. Cent. Nat. Rech. Scient.*, pp. 111–116, 4 tav., Paris.
- Longo V. (1968) — Geologie und Stratigraphie des Gebietes zwischen Chiasso und Varese. *Mitt. Geol. Inst. ETH Univ. Zürich*, v. 86, pp. 1–181, 34 fig., Zürich.
- Lualdi A. (1981) — Il Pliocene di Folla d'Induno (Varese): indagine faunistica su campioni

- del sottosuolo. *Atti Ist. Geol. Univ. Pavia*, v. 29, pp. 115–119, Pavia.
- Mattavelli L., Ricchiuto T., Grignani D. & Schoell M. (1983) – Geochemistry and Habitat of Natural Gases in Po Basin, Northern Italy. *Bull. Amer. Ass. Petr. Geol.*, v. 67, n. 12, pp. 2239–2254, 13 fig., Tulsa.
- Nangeroni G.L. (1928) – Nuovi affioramenti del Pliocene marino nella Val d'Olona. *Atti R. Accad. Sc.*, v. 63, pp. 375–387, Torino.
- Nangeroni G.L. (1932) – Carta geognostica–geologica della Provincia di Varese con uno studio su la geologia, le rocce e le forme del terreno della regione varesina. V. di 111 pp., 4 tav., 35 fig., 1 carta geol. a colori (scala 1:100.000), Varese.
- Parker F. (1958) – Eastern Mediterranean Foraminifera. *Rept. Swed. Deep-Sea Exped.*, v. 8, n. 4, pp. 219–283, 6 tav., 5 tab., 6 fig., Goteborg.
- Parona C.F. (1883) – Esame comparativo della fauna dei vari lembi pliocenici lombardi. *Rend. R. Ist. Lomb. Sc. Lett.*, s. 2, v. 16, n. 12, pp. 621–637, Milano.
- Phleger F.B. (1960) – Sedimentary patterns of microfaunas in northern Gulf of Mexico. In Shepard F.P. et al. – Recent sediments northwest Gulf of Mexico. *Am. Ass. Petr. Geol.*, pp. 267–295, 4 tab., 6 tav., 16 fig., Tulsa.
- Phleger F.B. (1964) – Patterns of living benthonic Foraminifera, Gulf of California. *Am. Ass. Petr. Geol.*, Mem. n. 3, pp. 377–394, 3 tav., 7 fig., Tulsa.
- Premoli Silva I. (1964) – Le microfaune del Pliocene di Balerna (Canton Ticino). *Ecl. Geol. Helv.*, v. 57, n. 2, pp. 731–741, 1 tav., Basilea.
- Pujos–Lamy A. (1973) – Répartition bathimétrique des foraminifères profonds du Golfe de Gascogne. Comparaison avec d'autres aires océaniques. *Rev. Esp. Micropaleont.*, v. 5, n. 2, pp. 213–234, 4 tav., 4 fig., Madrid.
- Raffi S. & Marasti R. (1982) – The Mediterranean bioprovince from the Pliocene to the Recent: observations and hypotheses based on the evolution of the taxonomic diversity of molluscs. In Paleontology, Essential of Historical Geology (Montanaro Gallitelli E., Edit.), pp. 151–177, 3 fig., Modena.
- Rizzini A. & Dondi L. (1978) – Erosional surface of messinian age in the sub–surface of the Lombardian plain (Italy). *Marine Geology*, v. 27, pp. 303–325, Amsterdam.
- Ryan W.B.F., Hsu K.J. et al. (1973) – Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Leg XIII, v. 13, pp. 1–1447, U.S. Government Printing Office, Washington.
- Rögl F., Cita M.B., Müller C. & Hochuli P. (1975) – Biochronology of conglomerate bearing Molasse sediments near Como (Italy). *Riv. It. Paleont. Strat.*, v. 81, n. 1, pp. 57–88, 4 tav., 4 fig., Milano.
- Sacco F. (1892) – L'anfiteatro morenico del Lago Maggiore. Studio geologico. *Ann. R. Acc. Agric.*, v. 35, pp. 1–56, 1 carta geol. al 10.000, Torino.
- Sanesi G. (1977) – Guida alla descrizione del suolo. Pubbl. n. 11 C.N.R., v. di 157 pp., 22 fig., Firenze.
- Sprovieri R. (1974) – La sezione infrapliocenica di Ribera. Considerazioni stratigrafiche e paleoambientali sui Trubi siciliani. *Boll. Soc. Geol. Ital.*, v. 93, pp. 181–214, 1 tav., 7 fig., Roma.
- Sprovieri R. (1979) – I Foraminiferi bentonici del Pliocene inferiore lungo la costa nord–occidentale della Sicilia. *Nat. Sicil.*, v. 4, n. 3, pp. 61–78, 1 tab., 1 fig., Palermo.
- Stanley D.J., Palmer H.D. & Dill R.F. (1978) – Coarse Sediment Transport by Mass Flow and Turbidity Current Processes and Downslope Transformation in Annot Sandstone Canyon–Fan Valley System. In Sedimentation in Submarine Canyons, Fans, and Trenches (Stanley & Kelling ed.), pp. 85–115, 16 fig., Stroudsburg.
- Suc J.P. (1984) – Origin and evolution of the Mediterranean vegetation and climate in Europe. *Nature*, v. 307, n. 5950, pp. 429–432, 3 fig., Basingstoke.

- Thunell R.C. (1979 a) – Climatic evolution of the Mediterranean Sea during the last 5.0 million years. *Sedimentary Geology*, v. 23, pp. 67–79, 7 fig., Amsterdam.
- Thunell R.C. (1979 b) – Pliocene–Pleistocene paleotemperature and paleosalinity history of the Mediterranean Sea: results from DSDP sites 125 and 132. *Marine Micropaleont.*, v. 4, pp. 173–187, 4 fig., Amsterdam.
- Walker R.G. (1979) – Facies models 8. Turbidites and associated coarse clastic deposits. In *Facies Models* (Walker ed.), pp. 75–89, 12 fig., Toronto.
- Wright R. (1978) – Neogene Paleobathymetry of the Mediterranean based on benthic foraminifers from DSDP Leg 42A. In Hsu K.J., Montadert L. et al. – *Init. Rep. Deep Sea Drill. Project*, v. 42, pt. 1, pp. 837–846, 7 fig., Washington.

Recensioni

PUBBLICAZIONI DI CARATTERE GENERALE

Salop L.J. (1983) — **Geological Evolution of the Earth During the Precambrian**. Vol. di 459 pp., 78 fig., Springer-Verlag, US \$59.20, Berlin, Heidelberg, New York.

Si tratta della traduzione dal russo dell'opera di sintesi di L.J. Salop, direttore del Dipartimento di Geologia del Precambriano della VSEGEI di Leningrado. Il Precambriano, la cui durata è pari all'85% del tempo intercorso tra la formazione della Terra e il presente, viene suddiviso in cinque grandi cicli geologici, caratterizzati da una sequenza completa trasgressivo/regressiva e scandita da orogenesi maggiori. A questi cicli viene assegnato il rango di eratemi. Dal basso verso l'alto essi sono: Katarcheano, Paleoprotozoico, Mesoprotozoico, Neoprotozoico, Epiprotozoico. A questi si aggiungerebbe un sesto ciclo incompleto, l'Eocambriano o Vendiano in senso stretto. Rispetto alla nomenclatura nordamericana, Katarcheano più Paleoprotozoico corrispondono all'Archeano, mentre gli altri eratemi equivalgono al Proterozoico. Concetto guida nella stesura del libro è una numerazione minuziosa di successioni litostratigrafiche e delle possibili correlazioni tra di esse, anche in continenti diversi. Infatti ciclicità e regolarità di successione di eventi vengono ritenuti fenomeni di risonanza globale. Ogni grande ciclo è poi suddiviso in cicli minori, scanditi da orogenesi di importanza minore. All'esposizione dei dati forniti dalla successione rocciosa seguono paragrafi più interpretativi dedicati all'ambiente chimico/fisico, alla vita, ai processi esogeni ed endogeni, alla tettonica. E' noto che nel pensiero geologico sovietico la teoria della tettonica delle placche trova scarsa risonanza. Tutto il libro di Salop è rigorosamente permeato da mentalità fissista e tutto il bagaglio terminologico delle geosinclinali è profuso a piene mani. E così anche il grande tema della differenziazione crostale è spiegato senza sensibili movimenti tangenziali. Ad esempio le «rocce verdi» situate tra i grandi ovali gnessici del Paleoprotozoico risultano piegate a causa della risalita del fronte reologico dei grandi batoliti granitici.

Il testo è di oltre 400 pagine, seguite da una ampia bibliografia. Piuttosto carenti invece le figure, solo 78. E' vero che queste servono a illustrare e non a decorare un libro, ma non ci sono fotografie e i disegni sono spesso di scarsa leggibilità.

A chi può servire questo libro? Direi sia assai utile per chi lavora sul Precambriano, perchè offre una rassegna in inglese della geologia di aree significative dell'Unione Sovietica. In parte può anche servire a docenti e studenti di corsi di Stratigrafia e Geologia Storica. Ma da solo probabilmente non basta per fornire una panoramica completa.

M. GAETANI

Végh-Neubrandt E. (1982) — **Triassische Megalodontaceae. Entwicklung, Stratigraphie und Paläontologie**. Op. di 526 pp., 236 fig., 18 tab., Akad. Kiadó, Budapest.

Ci è gradito segnalare ai lettori della Rivista l'opera di E. Végh-Neubrandt dedicata alla descrizione monografica dei *Megalodontaceae* del Triassico medio-superiore, gruppo significativo dal punto di vista stratigrafico dato l'alto tasso evolutivo, la vasta distribuzione

geografica e una certa indipendenza dai cambiamenti di facies. La fauna a Megalodonti dell'Ungheria costituisce inoltre una delle faune più ricche e complete, comprendendo circa il 50% delle specie e sottospecie conosciute in tutto il globo. Va infine sottolineato che l'A. è una delle maggiori esperte mondiali in questo campo per la profondità e la durata delle sue ricerche su questo preciso argomento. Dispiace tuttavia dover esprimere in questo contesto generale una nota di rammarico per l'impossibilità, denunciata dalla stessa Véggh—Neubrandt, della presa in approfondita considerazione del lavoro altrettanto fondamentale e innovatore di Allasinaz e Zardini sui *Megalodontidae* e *Dicerocardiidae* del Triassico superiore di Cortina d'Ampezzo, pubblicato nelle Memorie di questa Rivista nel 1977. Così queste due opere del pari significative, corrono parallelamente senza intersecarsi e completarsi interamente. Solo brevi accenni vengono infatti forniti sull'interpretazione di qualche taxon e sulla posizione generica di alcune poche specie, mentre il confronto avrebbe meritato un'analisi più completa.

Nella prima parte generale dell'opera sono contenute discussioni di carattere nomenclaturale sul nome del genere—tipo, osservazioni sui rapporti e differenze con le forme devoniane di *Megalodontaceae* e considerazioni sistematiche sulla posizione e sul rango dei vari taxa, che concordano in generale con le conclusioni raggiunte in precedenza da diversi studiosi, tra cui i già citati Allasinaz e Zardini.

Analisi accurate riguardano il modo e le condizioni di vita dei Megalodonti, come pure il tipo di conservazione in rapporto alla qualità e alla facies della roccia in cui sono contenuti e ai diversi stati di conservazione.

Il significato stratigrafico forma oggetto di un capitolo a parte, documentato da tabelle della distribuzione dei generi e delle relative specie e sottospecie, in numero di 150, comprensive anche di quelle descritte da Allasinaz e Zardini, completato da discussioni sulle entità specifiche di età controversa in letteratura e da precisazioni sull'età e sulla posizione sistematica. I cambiamenti di facies nello spazio e nel tempo nel Triassico superiore ungherese costituiscono la base per la ricostruzione della paleogeografia del bacino transdanubiano, illustrata da carte paleogeografiche relative ai vari piani di questa serie triassica. La fauna ungherese proviene da 160 località comprese in 6 unità stratigrafiche distribuite tra il Carnico inf. e il Retico sup. e la sua composizione è indicata in tabelle riassuntive per formazione e per età. Analisi statistiche rivolte alle specie delle singole formazioni di località differenti offrono il mezzo per stabilire l'entità del controllo ambientale e per distinguere biostratigraficamente i piani del Triassico superiore.

Lo sviluppo dei *Megalodontaceae* viene discusso in punti separati che riguardano: 1) l'ontogenesi e le relative tendenze messe in evidenza durante la crescita da alcune specie rappresentative per questa ricerca; 2) la variabilità delle specie; 3) il ruolo delle litofacies e dell'isolamento geografico sulla variazione; 4) la filogenesi, con ricostruzione di linee filetiche discusse sulla base di tendenze evolutive, quali l'aumento di dimensioni, l'allungamento dell'altezza, le modificazioni nella configurazione dell'umbone, l'aumento di disimmatura delle valve, le variazioni del margine posteriore e delle impronte muscolari, il tutto illustrato da diagrammi e da schemi filetici più o meno estesi.

La parte preponderante dell'opera è però dedicata alla paleontologia sistematica, corredata dagli elenchi delle specie distinte nei vari generi delle famiglie *Megalodontidae* e *Dicerocardiidae*, comprensive anche di quelle studiate da Allasinaz e Zardini ma tenute separate dalle altre, da definizioni diagnostiche dei generi basate principalmente sulla struttura dell'apparato cardinale, sulla simmetria o meno delle valve, sulla configurazione del margine posteriore. A questo quadro schematico si aggiunge poi uno studio approfondito delle caratteristiche morfologiche e tassonomiche dei vari generi, mentre le specie che li rappresentano sono messe a confronto in chiave analitica e con disegni schematici comparativi.

La parte descrittiva che segue è dedicata a tutte le specie fino ad allora conosciute e contiene sinonimie critiche, indicazioni stratigrafiche e di distribuzione geografica, osservazioni e discussioni sia nomenclaturali che tassonomiche, dati biometrici. Riproduzioni fotografiche delle figure originali e talvolta anche nuove raffigurazioni degli olotipi illustrano in modo completo i singoli taxa. Nel gran numero di entità tassonomiche descritte compaiono ancora due sottospecie di nuova istituzione, rispettivamente *Triadomegalodon mojsvari zapfei* del Norico sup.—Retico (*Megalodontidae*) e *Cornucardia hornigii asiatica* del Carnico (*Dicerocardiidae*).

L'opera dimostra di essere il frutto di accurate e prolungate ricerche e contiene tutti gli elementi utili al riconoscimento di questi Bivalvi, per le estese notazioni descrittive e critiche, per i dati statistici, per le estese e complete illustrazioni.

C. ROSSI RONCHETTI

Oertli H. J. (Ed.) (1984) — **Benthos '83**. Second Intern. Symp. on Benthic Foraminifera (Pau, 1983). Vol. di 650 pp., Elf Aquitaine, Esso REP, Total CFP, 300 FF, US \$36, Pau et Bordeaux.

In seguito al secondo simposio internazionale sui Foraminiferi bentonici svoltosi a Pau nella primavera del 1983, è stata pubblicata una voluminosa opera che raccoglie i contributi di tutti coloro che sono intervenuti al congresso, sotto forma di riassunti (25) o pubblicati per esteso (65). Si tratta del frutto della ricerca di più di cento studiosi di Foraminiferi bentonici, una mole di dati in gran parte inediti che, così riuniti, offrono agli specialisti della materia un vasto aggiornamento e un'utile opera di consultazione.

I temi affrontati sono molteplici e vanno dalla biostratigrafia, che copre un intervallo temporale che si estende dal Carbonifero all'Attuale, all'ecologia, paleontologia e paleo-biogeografia, che apportano nuove conoscenze alle relazioni fra Foraminiferi bentonici e fattori ambientali quali la batimetria, la natura dei sedimenti, lo sviluppo delle piattaforme, le variazioni climatiche. La sistematica, considerata a buon diritto base indispensabile per ogni successivo studio di carattere paleontologico, è trattata sia con un approccio di carattere filogenetico, sia mediante studi di anatomia comparata.

I lavori sono disposti secondo l'ordine alfabetico dell'autore; per una più pratica consultazione il volume è inoltre dotato di un indice delle specie e di un indice per argomenti.

La veste grafica è particolarmente curata sia nella stampa che per quanto riguarda l'aspetto illustrativo: numerosi articoli contengono una o più tavole fotografiche in bianco e nero e, in un caso, a colori, di ottima fattura e riprodotte in modo eccellente.

E. PARISI

Rage J.—C. (1984) — **Handbuch der Paläoherpetologie. Teil 11. Serpentes**. Vol. di 80 pp., 37 fig., G. Fischer Verlag, DM 110, Stuttgart, New York.

Questo nuovo volume dell'ottima serie dell'Encyclopedia of Paleoherpetology è dedicato ai serpenti.

l'Ordine Serpentes, appartenente al Superordine Squamata. Segue quindi un'ampia trattazione sistematica dei singoli taxa minori, in cui vengono citati anche i casi di dubbia od erronea designazione.

Di seguito viene discussa la filogenesi dell'Ordine e vengono riportate le ipotesi più accreditate: partendo dalla considerazione che i serpenti mostrano affinità maggiori con le lucertole che con qualunque altro gruppo di Rettili, alcuni Autori sostengono che i serpenti si siano evoluti da un gruppo di Sauri. Altri Autori sostengono invece che la separazione tra i due taxa sia antecedente all'origine dei Sauri moderni, quindi lucertole e serpenti sarebbero da considerare come *sister groups*: in questo caso l'origine dei serpenti dovrebbe risalire almeno al Trias inferiore; una tale ipotesi porterebbe ad ammettere un antenato comune con un livello di organizzazione di tipo «eosuco». Un'altra ipotesi più rispondente alla distribuzione stratigrafica dei serpenti prende origine dalla considerazione che i Sauri possano essere considerati come un gruppo parafiletico e che i serpenti siano più strettamente correlati con gli Anfisbenidi, quindi si può supporre che serpenti e Anfisbenidi (considerati come *sister groups*) abbiano avuto un'origine più recente di quanto implicava l'ipotesi precedente. Nello stesso capitolo viene esposto il problema dell'ambiente di vita dei progenitori dei serpenti, sulla base dei dati osteologici e fisiologici disponibili. Si pensa che questi organismi avrebbero potuto vivere in zone fangose o con terriccio molle, nelle quali non era necessaria una specializzazione per scavare in substrati compatti; una simile interpretazione sarebbe in accordo con i dati oftalmologici, che suggerirebbero una fase fossoria durante la filogenesi del gruppo, e i dati osteologici, che invece non rivelano adattamenti particolari alla vita di scavo, anzi alcuni caratteri (struttura del cranio) la escluderebbero.

S. RENESTO

Rensberger J.M. (1983) — **Successions of Meniscomyine and Allomyine Rodents (Aplodontidae) in the Oligo-Miocene John Day Formation, Oregon.** *Univ. California Publ., Geological Science*, **124**, 156 pp., 12 tav., 55 fig., University of California Press, US \$21.50, Berkeley and Los Angeles.

Il volume, a cura di J.M. Rensberger presenta un'analisi accurata della struttura dentaria di due interessanti generi di Roditori oligo-miocenici rinvenuti in diverse località fossilifere dell'Oregon nella John Day Formation.

Nella prima parte dell'opera l'Autore analizza dettagliatamente l'elevato numero di reperti del genere *Meniscomys* presente con 4 specie tra le quali *Meniscomys editus* descritta per la prima volta, e del genere *Allomys* presente con 3 specie nuove (*Allomys simplicidens*, *Allomys reticulatus* e *Allomys tessellatus*). Sono inoltre esaminati da un punto di vista critico alcuni generi affini con i quali si possono fare utili confronti.

La seconda parte del lavoro, sempre dedicata all'esame della struttura dentaria, è riservata all'elaborazione statistica di particolari parametri biometrici per cercare di mettere in evidenza, nell'ambito dei due generi sopra citati, possibili relazioni filetiche.

La parte iconografica è ben curata; disegni e fotografie relative alle dentature delle varie specie arricchiscono il testo, così come una ricca bibliografia.

L. RINETTI SCHIROLI

Williams M. A. J. & Adamson D. A. (Eds.) (1982) — **A land between two Niles**. Quaternary geology and biology of the Central Sudan. Vol. di 246 pp., 69 fig., A. A. Balkema, US \$29.00, Rotterdam.

Il volume ha per oggetto il Sudan centrale, la terra compresa fra il Nilo Bianco ed il Nilo Azzurro, con lo scopo dichiarato di descrivere ed interpretare la storia deposizionale dei terreni quaternari e di dimostrare il significato di tali conoscenze per l'uso pratico della regione e per una più approfondita conoscenza dei suoi problemi.

I dieci saggi che compongono il volume sono opera principalmente di ricercatori australiani, cui si affiancano importanti contributi di geologi sudanesi ed americani. Dopo una breve introduzione sui problemi generali dei paesi aridi, vengono esaminati gli aspetti geologici, stratigrafici, idrogeologici, geomorfologici e paleobotanici, in base ai quali, nei capitoli conclusivi si propone una ricostruzione paleogeografica e paleoambientale dell'area in studio.

Vengono dettagliatamente ricostruite le variazioni climatiche a partire dal Pleistocene superiore che fu, nell'area in esame, periodo fresco ed arido; al contrario, tra il «Tardiglaciale» e l'Olocene antico si ebbe un periodo caldo, marcatamente più umido dell'attuale, mentre successivamente il clima prese a diventare progressivamente più arido.

Sono descritte le variazioni idrografiche del Nilo Blu, nella piana di Gezira, la cui stratigrafia è analizzata nel dettaglio, con il supporto di numerose date radiocarboniche e di evidenze archeologiche. Le variazioni paleoidrografiche del Nilo sono infine correlate all'evoluzione tettonica del *rift* estafriicano.

Questo volume conferma la validità della serie di opere edite da Balkema sulla paleoecologia dell'Africa. Come è noto gli studi paleoambientali nelle zone aride costituiscono temi di grande interesse e tendono a delineare un quadro del Quaternario africano assai più articolato e complesso di quello finora noto, fornendo un utile stimolo per rivisitare modelli europei.