

PIERLUIGI AMBROSETTI (**), MARIA GABRIELLA CARBONI (*), MARIA ALESSANDRA CONTI (*),
DANIELA ESU (*), ODOARDO GIROTTI (*), GIOVANNI BATTISTA LA MONICA (*), BRUNA
LANDINI (*) & GUIDO PARISI (**)

IL PLIOCENE ED IL PLEISTOCENE INFERIORE DEL BACINO DEL FIUME TEVERE NELL'UMBRIA MERIDIONALE (***)

ABSTRACT: AMBROSETTI P., CARBONI M. G., CONTI M. A., ESU D., GIROTTI O., LA MONICA G. B., LANDINI B. & PARISI G., *The Pliocene and the Lower Pleistocene of the Tevere Basin in Southern Umbria* (IT ISSN 0084-8948, 1987).

The purpose of this study is to talk over sedimentation, sedimentary environments and their evolution during Pliocene and Lower Pleistocene. Moreover, sedimentary deposits are described in order to show their horizontal and vertical relationships.

Sedimentary sequences in southern Umbria (Central Italy) are grouped mainly by lithostratigraphic features, but there is evidence of good agreement between lithologic variation in time and biostratigraphic and geodynamic evolution. In this area it is possible to define two main sedimentary basins: marine the former and lacustrine and fluviolacustrine the latter. The two are separated by the Apennines and in both of them it is possible to distinguish two sedimentary cycles. The lower is Pliocene in age, Early Pleistocene the upper.

During Pliocene the marine sequence is made up by mud («argille di Fabro»), sand («sabbie a *Flabellipecten*») and conglomerate («conglomerato di Città della Pieve») at the top. By the detailed sedimentological analysis of each lithologic unit it is possible to ascertain that the sequence is prograding from the shelf (mud), to the shore face and the foreshore (sand) and, at the top, to the backshore (conglomerate). Biofacies analysis confirms this environmental evolution during Lower and Middle Pliocene.

At the same time, the continental basin sedimentation is characterized by lacustrine mud («argille grigie inferiori»), Middle Pliocene in age; there is no field evidence of communication between the two basins.

Everywhere the Lower Pleistocene sediments overlay the Middle Pliocene deposits with angular unconformity; the sedimentation gap corresponding to Upper Pliocene is attributed to the tectonically controlled erosive phase said Acquatraversa (2.07 - 1.8 m.y.). The Lower Pleistocene marine sequence consists of muddy sand («argille sabbiose del Chiani-Tevere») whose sedimentation is partly in marine, partly in brackish water. The sequence is regressive as the Pliocene one, but regression is less intensive and probably controlled by eustathic changes. The sediment features are locally controlled by coast morphology too.

Also in the continental basin, presumably a broad lake with coves, small deltas and swamps, muddy sand («complesso argilloso-sabbioso») is prevailing and its age is Late Villafranchian.

Field (lateral variation) and biofacies (widespreading of transition species) evidences confirm that during Lower Pleistocene the two basins were communicating.

The sea level fall begins before the first appearance of *Hyalinea balthica* (1.4 m.y.) and above the partly eroded marine and continental deposits somewhere swamp and peaty muddy sediments («torbe e limi») are laid down.

During marine regression a travertine facies («travertini antichi»), older in the continental than in the marine basin, is set up. Time elapsed between the beginning of the travertine deposition in the two areas corresponds to the chronological interval during which the erosive phase underlying the swamp and peaty sediments took place. This phase corresponds to Aulla (1.6 - 1.3 m.y.) and is controlled mainly by Tectonics and is characterized by a climatic deterioration, as the disappearance of warm-temperate molluscan-faunas points out.

In the lacustrine domain there is a lateral variation from the travertine to clastic sediments («complesso detritico superiore») whose sequence is characterized mainly by sand at the base and conglomerate at the top. The coarsening upward of these sediments probably indicates a deeper land denudation and a stronger stream flow energy, probably due to a more intense tectonic activity. The sudden increasing of rivers load caused the lacustrine basins filling up and the set up of fluvial facies with new and quite different fresh water faunas.

The conglomerate lithofacies and the travertine top levels presumably correspond to the start of the Cassio erosive phase which probably begun about 1 m.y. ago.

RIASSUNTO: AMBROSETTI P., CARBONI M. G., CONTI M. A., ESU D., GIROTTI O., LA MONICA G. B., LANDINI B. & PARISI G., *Il Pliocene ed il Pleistocene inferiore del bacino del Fiume Tevere nell'Umbria meridionale* (IT ISSN 0084-8948, 1987).

Le successioni sedimentarie dal Pliocene inf. al Pleistocene inf. dell'Umbria meridionale vengono descritte e raggruppate secondo criteri soprattutto litostratigrafici. Le variazioni litologiche nel tempo sono state correlate all'evoluzione biostratigrafica e geodinamica.

Vengono distinte due aree principali di sedimentazione, una marina ed una lacustre e fluviolacustre, separate dai rilievi appenninici. In ambedue si riconoscono un ciclo sedimentario pliocenico ed uno pleistocenico inferiore, divisi da una discordanza angolare corrispondente ad una fase erosiva notevole, detta Acquatraversa e di origine prevalentemente tettonica.

Durante il Pliocene non si conoscono connessioni fra l'area a sedimentazione marina e quella continentale. La prima era un bacino (originariamente subsidente) in via di colmamento dall'alto Pliocene inf. al Pliocene medio. La seconda era occupata da un bacino lacustre i cui sedimenti vengono riferiti al Villafranchiano inf.

Durante il Pleistocene inf., in seguito alla trasgressione marina successiva alla fase erosiva Acquatraversa, un secondo ciclo sedimentario

(*) Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università degli Studi di Roma "La Sapienza".

(**) Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università degli Studi di Perugia.

(***) Lavoro eseguito nell'ambito del Progetto Nazionale «Genesi ed evoluzione geomorfologica delle pianure dell'Italia peninsulare ed insulare», M.P.I., fondi 40%.

si sovrappone al precedente tanto nel dominio marino, quanto nel continentale. Questa volta, però, i due bacini sono in connessione nell'area meridionale ove si riscontrano eteropie fra le facies marina, salmastra e lacustre.

Il definitivo ritiro del mare inizia poco prima della prima comparsa di *Hyalinea balthica* e ad esso corrisponde in alcune aree l'affermarsi di una facies a travertini, dapprima nel dominio lacustre, quindi al di sopra dei sedimenti marini; in altre aree si manifesta una fase erosiva (Aulla) cui seguono facies stagnali, limose o torbifere al di sopra dei sedimenti lacustri erosi. Successivamente all'accentuarsi della Tettonica (probabilmente già attiva all'inizio della regressione), le aree lacustri vengono rapidamente colmate dai prodotti grossolani dell'erosione dei rilievi appenninici (fase erosiva Cassio).

TERMINI CHIAVE: Stratigrafia; Sedimentologia; Pliocene; Pleistocene; Italia Centrale.

PREMESSA

A parte le indagini dei vecchi Autori e i rilevamenti per la Carta Geologica d'Italia, i depositi marini e continentali affioranti nell'Umbria meridionale sono stati oggetto di numerose ricerche, rese possibili dai finanziamenti del Ministero della Pubblica Istruzione e del Consiglio Nazionale delle Ricerche, in particolare del Progetto Finalizzato «Geodinamica». Più recentemente tali ricerche, spesso puntuali e di grande dettaglio, hanno subito un ulteriore impulso, con ampliamento delle tematiche affrontate, a seguito del contributo finanziario (40%) che il M.P.I. ha assegnato al Progetto «Geologia delle Pianure Italiane», prima, ed a quello denominato «Genesi ed Evoluzione Geomorfologica delle Pianure dell'Italia Peninsulare ed Insulare», poi.

I risultati conseguiti dalle indagini di terreno e dalle ricerche di laboratorio, sia passate che più recenti, consentono oggi di presentare una carta litostratigrafica dei depositi marini e continentali (essenzialmente lacustri e fluvio-lacustri) del Pliocene e del Pleistocene inf. (tav. I). Tale carta, la cui stampa non sarebbe stata possibile senza il contributo finanziario straordinario del C.N.R., vuole essere una messa a punto di quanto è noto sui dati di terreno, senza entrare nello specifico dettaglio, raggruppando, piuttosto, termini cui si ritiene di poter dare lo stesso significato biostratigrafico e/o paleoecologico.

Il presente lavoro è una illustrazione della carta; vi si tenta, tuttavia, di inquadrare ogni unità cartografata in un contesto biostratigrafico, paleoambientale e geodinamico. Ne deriva una visione abbastanza chiara delle vicissitudini dei bacini dal Pliocene medio alla fine del Pleistocene inf. e non sembra che essa sia troppo offuscata da aspetti e/o problemi non ancora chiariti.

Le indagini più recenti, così come la discussione interpretativa della bibliografia esistente ed utilizzata ai fini del lavoro, sono state a carattere interdisciplinare ed hanno visto la contemporanea partecipazione di paleontologi, stratigrafi e sedimentologi. Tale compartecipazione, se da una parte ha indotto qualche problema per le peculiarità dei singoli, dall'altra ha consentito l'analisi delle diverse situazioni geologiche secondo ottiche diverse, ma sicuramente fra loro complementari; è, quindi, da ritenersi, a parere

degli scriventi, molto produttiva. Anche se non è stato facile, sulla carta viene riportata una suddivisione per quanto concerne l'attività sul terreno dei singoli mentre ciò non è stato assolutamente possibile per il testo; quest'ultimo è un prodotto comune di cui tutti si sentono nello stesso modo responsabili.

INTRODUZIONE

L'area studiata è ubicata nell'Umbria meridionale, a grandi linee tra i centri urbani di Orte, Orvieto, Fabriano, Città della Pieve, Perugia, Terni e Narni, e comprende parte delle valli del Fiume Tevere e dei suoi affluenti Nera, Naia, Paglia e Chiani. La zona, riferita alla cartografia I.G.M.I. alla scala 1 : 100.000, interessa tutto il foglio Orvieto (130) e superfici più o meno estese dei fogli Perugia (122), Foligno (131), Viterbo (137) e Terni (138) (tav. I).

I sedimenti del Pliocene e del Pleistocene inf. occupano depressioni strutturali con andamento prevalentemente appenninico; due sono le principali associazioni di facies presenti ed analizzate: una continentale (lacustre, fluvio-lacustre e fluviale) nel settore orientale ed una marina e salmastra più estesamente affiorante in quello occidentale.

Le facies continentali sono distribuite essenzialmente nell'area intramontana ove sorgono le cittadine di Marsciano, Todi, Sangemini e Narni; ad essa si farà riferimento trattando del ramo occidentale del «bacino tiberino» (CONTI & GIROTTI, 1978). Questa conca si presenta come una depressione stretta ed allungata tra il Monte Peglia ed i Monti di Amelia-Narni ad Ovest e i rilievi dei Monti di Grutti e dei Monti Martani ad Est. All'altezza di Acquasparta il «bacino tiberino» presenta una strozzatura originata dalla struttura morfologica di Collesecco, che si allunga in direzione NNW-SSE. Al limite settentrionale dell'area (zona di Tavernelle) i sedimenti continentali si spingono più ad Ovest di quanto non avvenga a Meridione, occupando ampiamente l'attuale bacino del Fiume Nestore.

I sedimenti marini e salmastri interessano le attuali valli dei fiumi Chiani, Paglia e Tevere e, dal versante occidentale dei monti Peglia e di Amelia-Narni, si spingono verso Ovest dove sono in gran parte ricoperti dai prodotti del vulcanismo cimino, vicano e vulsino.

In definitiva nell'area in esame sono presenti depositi di facies e di età differenti: sedimenti prepliocenicici, che costituiscono il substrato cui si appoggiano le successioni analizzate; sedimenti marini di età compresa tra il Pliocene inf. ed il Pleistocene inf. in facies estremamente differenziate; sedimenti legati all'ambiente lacustre e fluviale, di età pliocenica e pleistocenica inf.

Nell'area si individuano anche depositi successivi al Pleistocene inf. quali le alluvioni, i depositi di versante, le brecce e puddinghe di ambiente deposizionale incerto e variabile, alcuni lembi di travertini della valle del Fiume Tevere e le vulcaniti. Tutti questi termini sono stati cartografati ma non oggetto di specifiche ricerche.

Non sono stati cartografati gli elementi tettonici, e taluni sono facilmente deducibili dall'andamento dei limiti

litostratigrafici, ma in tutto il lavoro sono stati ovviamente considerati ed approfonditi gli effetti della Tettonica sulla deposizione durante il Pliocene e il Pleistocene inf.

LITOSTRATIGRAFIA

I litotipi affioranti sono stati studiati già in passato da alcuni degli scriventi (AMBROSETTI & *alii*, 1978; CONTI & GIROTTI, 1978; AMBROSETTI & *alii*, 1979; CARBONI & *alii*, 1979; CATTUTO & *alii*, 1979; CONTI & ESU, 1981; CONTI & *alii*, 1983) e oggi le dettagliate indagini di terreno, unitamente alle analisi biostratigrafiche e sedimentologiche, consentono di redigere alcune sezioni litostratigrafiche tipo che costituiscono la sintesi delle situazioni prese in esame. I dati raccolti si riferiscono a ciò che è stato possibile riconoscere in affioramento, non avendo a tutt'oggi informazioni sufficienti su ciò che può essere rilevato soltanto mediante l'analisi di sondaggi.

Per quanto concerne i depositi marini pliocenici, vengono distinti tre diversi tipi litostratigrafici: dal basso verso l'alto le «argille di Fabro», le «sabbie a *Flabellipecten*» e il «conglomerato di Città della Pieve». I sedimenti di facies marina e salmastra del Pleistocene inf. sono costituiti da alternanze di argille e sabbie francamente marine e da argille sabbiose salmastre. Questo complesso è stato cartografato in modo unitario e viene qui denominato «argille sabbiose del Chiani-Tevere». Le facies continentali lacustri e fluviolacustri del Pliocene e del Pleistocene inf. vengono suddivise in «argille grigie inferiori», «complesso argilloso-sabbioso», «complesso detritico superiore», «travertini antichi» e «torbe e limi».

Questi termini sono utilizzati in modo del tutto informale in quanto, pur se entrati ormai nell'uso corrente, al momento hanno validità solo per un'area piuttosto ristretta quale la media valle del Tevere e quindi non appare ancora giustificata una loro formalizzazione come unità litostratigrafiche.

Sia i sedimenti del Pliocene che quelli del Pleistocene inf. poggiano in discordanza su litotipi di età diversa variamente corrugati e/o dislocati.

SUBSTRATO PREPLIOCENICO

È disposto secondo due dorsali; la più occidentale, allungata in senso appenninico, è costituita, da Nord a Sud, dall'allineamento Montarale, Monte Peglia, Monti di Amelia-Narni, e separa i depositi marini da quelli continentali. La seconda, che limita a Oriente l'estensione dei sedimenti fluviolacustri, è individuata dai rilievi Monte Le Cinque Querce-Poggio Civitelle, Monti di Grutti, Monti Martani. Questi rilievi, orientati NW-SE fino al Monte Martano sono disposti in senso meridiano più a Sud. Le quote più elevate (Monte Torre Maggiore, 1120 m; Monte Martano, 1094 m) competono ai Monti Martani e, in generale, ai rilievi orientali, mentre quelli occidentali

hanno le cime più alte a 994 m (Monte Melezzole, Monte Croce Serra).

Nelle aree settentrionali, dove gli appoggi sono costituiti essenzialmente da termini miocenici argilloso-marnosi ed arenacei, i raccordi sono dolci e si collocano a quote di 450-500 m s.l.m. Nelle zone meridionali, dove i sedimenti marini e continentali più recenti poggiano su termini prevalentemente calcareo-marnosi o più francamente calcarei, si evidenzia un netto stacco morfologico che risulta massimo all'estremità sud-orientale dei Monti Martani.

I sedimenti prepliocenici appartengono alle successioni umbro-marchigiana e toscana. I primi sono di età mesozoica, i secondi sono prevalentemente cenozoici (catena del Monte Peglia). I termini più antichi, riferibili al tetto del Trias, in plaghe più o meno ampie, rappresentano il nucleo dei Monti di Amelia e dei Monti Martani. Le formazioni giurassiche più diffuse sono il Calcarea Massiccio, che costituisce l'ossatura della dorsale amerina e borda con una fascia quasi continua il fianco occidentale dei Monti Martani, e la Corniola, ampiamente affiorante nella parte centrale della catena martana. I rimanenti termini giurassici sono rappresentati da lembi isolati o sottili fasce allungate.

Il Cretacico inf. si rinviene, lungo i rilievi occidentali, in piccoli lembi sparsi alle falde dei monti Costaiolo, Citerrella e Piatto e nei dintorni di Prodo e di Castel dell'Aquila. Nella catena martana è rappresentato da una fascia ampia e sinuosa che dalle falde del Monte Martano si spinge a Sud, fino a bordare la struttura nella sua parte meridionale. Dai termini più francamente calcarei del Cretacico inf. si passa, più o meno gradualmente, ai calcari-marnosi ed alle marne che caratterizzano la sedimentazione dal Cretacico sup. fino al Miocene. Queste formazioni sono rappresentate nell'area settentrionale della dorsale amerina, sui fianchi dei monti Citerrella, Piatto e Peglia e, in lembi allungati, a Nord di Tivignano; costituiscono, inoltre, i termini più antichi affioranti alle estremità meridionale ed orientale della struttura di Collesecco. Infine sono diffuse nella dorsale orientale dove, a partire dai Monti di Grutti, si snodano verso Sud in un'ampia fascia parallela agli affioramenti del Cretacico inf. Nell'area settentrionale, a Nord dell'allineamento Baschi-Todi-Bastardo, sono presenti essenzialmente i terreni arenaceo-argilloso-marnosi flyschoidi del Miocene. Ad Occidente sono prevalenti le facies tipo Macigno, a oriente quelle tipo Marnoso-Arenacea. Ambedue le litofacies costituiscono gran parte della struttura di Collesecco.

Dal punto di vista strutturale il substrato prepliocenico è costituito da una serie di anticlinali e sinclinali con assi orientati in genere NW-SE ed il cui andamento è complicato da fenomeni disgiuntivi e da sovrascorrimenti accompagnati da faglie trasversali e rovesciamenti di serie. La dorsale occidentale si presenta estremamente disarticolata da una intensa Tettonica sia longitudinale che trasversale; quella orientale è dominata da un motivo tettonico principale: la grande faglia bordiera che ha sbloccato l'anticlinale martana.

Nella stesura della carta tutti i termini prepliocenici

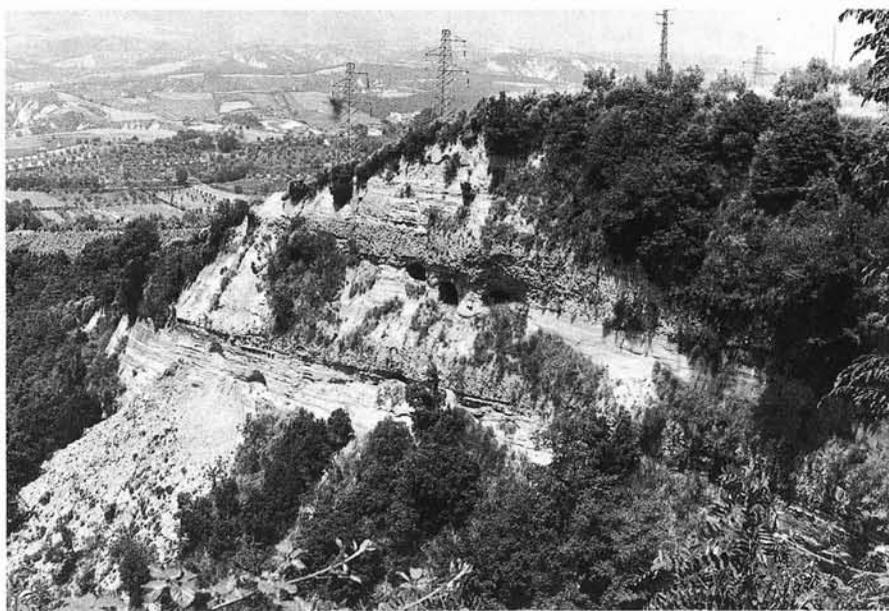


FIG. 1 - Ficule. Parte terminale delle «argille di Fabro» e passaggio alle sovrastanti «sabbie a *Flabellipecten*».

sono stati riuniti, dal momento che non costituivano oggetto specifico né del rilevamento, né delle analisi stratigrafiche e sedimentologiche.

SEDIMENTI MARINI DEL PLIOCENE

«argille di Fabro» (a F)

La successione marina pliocenica affiorante inizia con argille e argille sabbiose. Questi sedimenti corrispondono a quelli noti in letteratura come «argille di Fabro» (AMBROSETTI & alii, 1979) e sono diffusi prevalentemente nell'estremità occidentale dell'area. Essi si seguono con buona continuità lungo le incisioni vallive da Fabro sino a poco a Sud di Alviano dove, per contatto tettonico, sono sostituiti in affioramento da sedimenti argilloso sabbiosi più recenti. La base non è conosciuta e i livelli più antichi affioranti sono riferibili alla zona a *Globorotalia puncticulata*. Il tetto è dato dal passaggio alle sovrastanti sabbie e in genere è ben definibile, anche se alla sommità i sedimenti argillosi sono caratterizzati da una notevole incidenza della frazione scheletrica, di colore grigio. Le «argille di Fabro» si presentano di regola debolmente inclinate verso ENE, anche se la stratificazione è visibile solo saltuariamente; lo spessore, calcolato sulla parte affiorante nella valle del Tevere, è di circa 350 m.

Le argille sono di ambiente francamente marino; la parte più antica, in base alle malacofaune rinvenute è riferibile alla porzione inferiore della zona circolitorale.

Procedendo verso i livelli più recenti è possibile riconoscere una serie di passaggi graduali a facies di ambiente via via meno profondo a testimoniare una tendenza al collassamento di quello che inizialmente doveva essere un bacino subsidente. Questa graduale diminuzione della profondità è anche accompagnata, negli ultimi livelli delle ar-

gille (fig. 1), da un brusco aumento della popolazione granulometrica più grossolana (sabbie). Si rinvennero infatti, argille sabbiose e sabbie grigie con abbondante malacofauna ben rappresentata nell'affioramento di Ficule (MALATESTA, 1974).

Anche la microfauna è ricca e ben conservata, con associazioni planctoniche subordinate a quelle bentoniche. L'associazione tipica è caratterizzata, nella parte inferiore, dall'abbondanza di *Globorotalia puncticulata* (DESHAYES), *Globigerina falconensis* BLOW, *Globigerina apertura* CUSHMAN, *Marginulina costata* BATSCH, *Bulimina costata* D'ORBIGNY; nella parte superiore si aggiungono *Globorotalia bononiensis* DONDI e *Anomalinoidea helicina* (COSTA). La microfauna nel suo complesso diminuisce nettamente, sia nel numero di specie che nel numero di individui, man mano che si passa dai livelli più bassi della successione a quelli più alti, a più elevata componente sabbiosa.

Il passaggio tra le «argille di Fabro» e le sovrastanti «sabbie a *Flabellipecten*» risulta tempotrasgressivo procedendo dall'area settentrionale (Fabro) verso quella meridionale. In particolare nella zona di Orvieto le argille affioranti rientrano ancora nella subzona a *Globorotalia aemiliana* mentre nelle tavolette Baschi, Castiglione in Teverina e Alviano si protraggono fino alla subzona a *Globorotalia crassaformis crassaformis*. Questo sfasamento temporale induce a ritenere che la regressione del mare pliocenico, già in atto, si sia verificata da Nord verso Sud, per sollevamenti differenziati, con una conseguente persistenza di facies argillose nelle aree meridionali.

«sabbie a *Flabellipecten*» (s F)

Nella facies più tipica le sabbie si presentano di un caratteristico colore giallo ocra, a granulometria grossolana

FIG. 2 - Città della Pieve, «sabbie a *Flabellipecten*»; nonostante la loro struttura generalmente massiva, è visibile la stratificazione incrociata.



e classamento elevato (fig. 2). La struttura in genere è massiva con intervalli parzialmente cementati dello spessore di 10-20 cm a Pectinidi, prevalentemente *Pecten (Flabellipecten) flabelliformis* (BROCCHI), e piccoli ciottoli. Sono presenti strati talvolta gradati, talvolta a laminazione incrociata; questi ultimi possono essere canalizzati e i Pectinidi sono concentrati nelle parti più depresse. Talora strutture quali intervalli laminati e livelli fossiliferi permettono di riconoscere la generale inclinazione verso ENE di questi sedimenti, il cui spessore è di circa 450 m.

Nell'parte medio alta della successione sono presenti livelli induriti tipo beach-rock e livelli conglomeratici

(fig. 3). Questi ultimi, se cementati, sono costituiti da ciottoli poligenici di piccole e medie dimensioni con diverso grado di arrotondamento; più spesso sono poco cementati e costituiti da clasti di piccole dimensioni, arrotondati e immersi in abbondante matrice sabbiosa.

Nella parte sommitale si possono osservare lenti conglomeratiche, estese arealmente e di spessore che può raggiungere i 5-6 m; i ciottoli, poligenici e attaccati da organismi litofagi, sono bene arrotondati, spesso appiattiti, di dimensioni elevate (fino a 20 cm) ed immersi in matrice sabbiosa con Pectinidi e Ostreidi. Anche in questi intervalli sono frequenti livelli cementati tipo beach-rock.

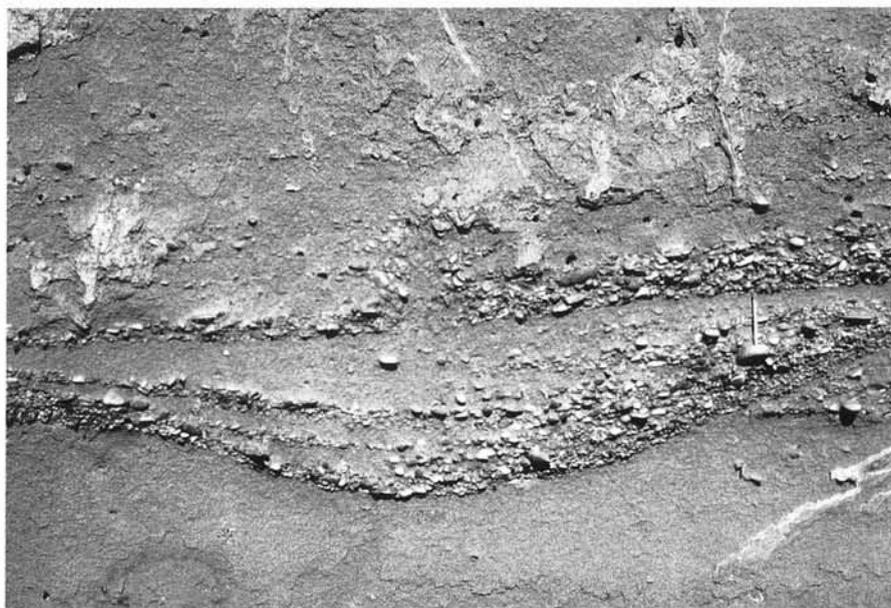


FIG. 3 - Podere Orsarella (Orvieto). Nella parte alta delle «sabbie a *Flabellipecten*» sono abbastanza frequenti livelli a ciottoli ben arrotondati, talora cementati.



FIG. 4 - Osa (Corbara). «orizzonte ad *Amphistegina*», costituito da livelli di calciruditi fini intercalati a livelli di sabbie gialle.

In genere la microfauna è scarsa e oligotipica; in alcuni livelli sono presenti rarissimi individui di *Ammonia* ed *Elphidium*.

Nella parte bassa delle «sabbie a *Flabellipecten*» è individuabile un livello già citato in letteratura come «orizzonte ad *Amphistegina*» (CONTI, PARISI & NICOSIA, 1983). Tale orizzonte, sebbene di spessore molto limitato (al massimo 20 m), è arealmente esteso. La facies è costituita da calciruditi fini, riccamente fossilifere con predominanza di *Amphistegina* spp. e resti di Alghe, intercalate a livelli di sabbie gialle di varia granulometria, non cementate (fig. 4) e ricche in foraminiferi, fra cui *Globorotalia* gr. *crassaformis*. La macrofauna è costituita principalmente da Briozoi, Brachiopodi (Terebratulidi), placche e radioli di Echinidi, Anellidi e Molluschi.

In base al contenuto micro- e macro-faunistico, le «sabbie a *Flabellipecten*», nel loro complesso sono da attribuirsi alle subzone a *Globorotalia aemiliana* ed a *Globorotalia crassaformis crassaformis*, e quindi al Pliocene medio (*sensu* COLALONGO & SARTONI, 1979). Non è testimoniata, dunque, in questi sedimenti la presenza della zona a *Globorotalia inflata*.

«conglomerato di Città della Pieve» (c C P)

Si tratta di un conglomerato a scarsa matrice e ben cementato, con ciottoli arrotondati, che provengono da diverse formazioni prepliceniche. I ciottoli di norma hanno dimensioni dell'ordine del decimetro, ma talora si possono trovare veri e propri massi scarsamente evoluti. Spesso si rinvencono ciottoli perforati da organismi litofagi e, saltuariamente resti di Balani, Ostree e Pectinidi tra cui, ancora, *Pecten (Flabellipecten) flabelliformis* (BROCCHI) (FARAONE, in stampa). Al di sotto o all'interno del conglome-

merato sono presenti livelletti siltitici nei quali la microfauna, scarsissima, mostra un carattere oligotipico. Gli individui, generalmente mal conservati, sono rappresentati esclusivamente da *Ammonia* gr. *beccarii* (L.), *Elphidium crispum* (D'ORBIGNY), *Hanzawaia boueana* (D'ORBIGNY) e *Asterigerinata planorbis* (D'ORBIGNY).

Il «conglomerato di Città della Pieve» si segue con buona continuità dalla zona di Città della Pieve sino a poco a Sud di Montecchio. Esso fa parte integrante del ciclo pliocenico, ne rappresenta la chiusura ed ha grande importanza come livello guida. Questo termine sostituisce la sedimentazione sabbiosa, negli ultimi livelli della quale, però, gli episodi ciottolosi si fanno sempre più frequenti man mano che si procede verso l'alto (fig. 5). Il conglomerato, con uno spessore che di norma non supera la decina di metri, è inclinato verso ENE ed è concordante con le «sabbie a *Flabellipecten*», mentre i termini successivi sono suborizzontali e discordanti.

Le caratteristiche tessiturali del cemento calcitico fanno pensare alla permanenza del conglomerato in zona freatica. Questo tipo di cementazione, costituita da cristalli che riempiono solo parzialmente le cavità, non è mai stata riconosciuta nei sedimenti successivi ed è, probabilmente, imputabile ad una fase di emersione verificatasi tra la deposizione del «conglomerato di Città della Pieve» e la deposizione delle «argille sabbiose del Chiani-Tevere». Il conglomerato rappresenta, quindi, l'unico sedimento correlabile con la fase erosiva Acquatraversa e testimonia l'acme tettonico riconoscibile alla fine del ciclo pliocenico.

Gli indizi di emersione deducibili dall'analisi di questa unità sono indicativi della fine del ciclo sedimentario, che si ritiene concluso anteriormente alla zona a *Globorotalia inflata*, in base a varie evidenze di ordine biostratigrafico quali l'assenza di *Globorotalia inflata* (D'ORBIGNY) nei sedimenti pliocenici, la breve durata in termini crono-



Fig. 5 - Città della Pieve. «conglomerato di Città della Pieve» con tasche e livelli di sabbie intercalati.

logici di tale zona, la presumibile presenza della zona a *Globorotalia inflata* in quelli pleistocenici.

Dal punto di vista paleoambientale la successione «argille di Fabro», «sabbie a *Flabellipecten*», «conglomerato di Città della Pieve», considerate le associazioni delle litofacies, costituisce un ciclo regressivo ove si passa, con continuità, dall'ambiente di piattaforma a quello di spiaggia sommersa esterna, di spiaggia sommersa interna e, infine, di battigia. Il primo è rappresentato dalla parte basale e mediana delle «argille di Fabro» la cui sommità, invece, indica la transizione verso la spiaggia sommersa esterna. Questa facies è temporalmente assai limitata visto che già la parte inferiore delle «sabbie a *Flabellipecten*» sembra documentare per la sua grossolanità, per la presenza di ciottolame (anche se sporadico) e per la laminazione incrociata, un ambiente di spiaggia sommersa interna, che perdura per tutto il periodo in cui si depositano queste sabbie, ad esclusione della loro parte sommitale. Infatti la parte alta delle «sabbie a *Flabellipecten*», ove sono diffuse le lenti conglomeratiche con ciottoli appiattiti ed in parte perforati da litofagi, segnerebbe l'inizio della deposizione in un ambiente di fronte della spiaggia, localmente di tipo deltizio, fino a quello di battigia. Il «conglomerato di Città della Pieve» costituisce la parte terminale del ciclo, con emersione del bacino.

Tale ciclo regressivo è da collegarsi al riempimento del bacino di sedimentazione, come si è già accennato, ma sicuramente anche la Tettonica ha giuocato il suo ruolo, vista la discordanza fra il «conglomerato di Città della Pieve» e le sovrastanti argille e sabbie pleistoceniche.

SEDIMENTI MARINI DEL PLEISTOCENE INFERIORE

Lungo il bordo occidentale dell'allineamento altopiano di Città della Pieve, Monte Peglia, Monti di Amelia-Narni, affiorano sedimenti di facies marina e salmastra, generalmente discordanti sul Pliocene, che testimoniano una ingressione pleistocenica. Tale complesso di sedimenti, come detto in precedenza, è stato cartografato in modo unitario e denominato «argille sabbiose del Chiani-Tevere».

«argille sabbiose del Chiani-Tevere» (a s C T)

Sono costituite da sedimenti di ambiente da francamente marino a salmastro depositati in uno stesso bacino di sedimentazione, articolato in diversi subambienti rapidamente mutevoli, come dimostra la locale intercalazione delle due diverse facies. Quella marina affiora con evidenza in lembi circoscritti ai dintorni di Monteleone d'Orvieto, Prodo, Civitella del Lago, Alviano e, con maggiore estensione areale, nella zona fra Lugnano in Teverina e Penna in Teverina. Quella salmastra è esposta nel tratto di altopiano a Nord di Città della Pieve ed in un'ampia zona fra Penna in Teverina, Amelia e Orte.

Facies marina. A Monteleone d'Orvieto, al «conglomerato di Città della Pieve» segue, in discordanza angolare, una serie argilloso-sabbiosa di circa 25 m di spessore, con *Terebratula* spp. e *Cladocora caespitosa* (D'ORBIGNY). Nei dintorni di Prodo le argille sabbiose poggiano direttamente sui termini prepliocenicici, mentre a Civitella del Lago la situazione è più simile a quella di Monteleone (le argille sabbiose a *Cladocora caespitosa* sono in discordanza angolare sul «conglomerato di Città della Pieve») ma lo spessore è di 40 m circa. Nei dintorni di Lugnano la successione argilloso-sabbiosa pleistocenica raggiunge i 50 m di spessore, affiora in discordanza sulle «sabbie a *Flabellipecten*» plioceniciche. Un poco più a Sud, Pliocene e Pleistocene sono affacciati rispettivamente in destra ed in sinistra del Fosso dell'Impruneta che, con andamento quasi E-W, sfocia nel Fiume Tevere; è quindi presumibile un contatto tettonico con direzione analoga. A Sud di questo contatto non è più visibile la base della successione pleistocenica, il cui spessore in affioramento aumenta fino a circa 150 m.

A Nord di Alviano ed WSW di Lugnano in Teverina, alla sommità delle «argille sabbiose del Chiani-Tevere», in facies marina, si rinvengono una bancata di conglomerato a matrice sabbiosa, con rari frammenti di Ostreidi e ciottoli perforati da organismi litofagi.

La macrofauna è diversificata nei vari affioramenti, ma conserva ovunque le caratteristiche di ambiente poco profondo. Dal punto di vista stratigrafico sono assenti le forme plioceniciche, compreso *Pecten (Flabellipecten) flabelliformis* (BROCCHI). Non sono stati rinvenuti «ospiti nordici», ma la loro assenza può essere attribuita alle caratteristiche fisiche dell'ambiente che, invece, ha favorito la presenza

di forme come *Cladocora caespitosa* D'ORBIGNY, *Terebratula ampulla* (BROCCHI) e *Amusium cristatum* (BRONN), quest'ultimo presente nelle facies prevalentemente grossolane.

La microfauna è caratterizzata da *Globigerinoides tennellus* PARKER, *Bulimina* gr. *elegans* D'ORBIGNY, *B. elegans marginata* FORNASINI, *B. aff. etnea* SEGUENZA.

Facies salmastra. A Nord di Città della Pieve una successione di argille sabbiose e sabbie con livelli conglomeratici poggia in discordanza angolare sul «conglomerato di Città della Pieve» e raggiunge lo spessore massimo di 130 m (AMBROSETTI & alii, 1979). Però lungo la strada fra Città della Pieve e Moiano, al tetto della successione di ambiente salmastra, si ripresenta un breve episodio marino dovuto a pulsazioni legate a un locale sbloccamento tettonico.

Nei dintorni di Amelia la facies salmastra ha spessori di circa 200 m ed affiora estesamente insinuandosi fra i rilievi mesozoici, per passare gradualmente, fra Narni e Capitone, al «complesso argilloso-sabbioso» del «bacino tiberino» (Villafranchiano sup.). Graduale e mal delimitabile è anche il passaggio verso la facies marina, nell'area di Penna in Teverina.

L'ambiente salmastra è testimoniato da livelli con una malacofauna generalmente oligotipica con *Thericium*, *Potamides*, *Bittium*, *Cerastoderma edule* (L.), cui si alternano livelli a salinità più elevata ed altri decisamente oligoalini (limi travertinosi) contenenti forme caratteristiche del Villafranchiano superiore come *Melanopsis affinis* FÉRUSAC, *Emmericia umbra* DE STEFANI, *Neritina groyana* (FÉRUSAC). Queste alternanze sono ripetute, presentano spessori assai variabili, frequentemente non hanno continuità laterale. L'alternarsi delle facies può essere legato sia al mutare della morfologia dei fondali e della costa (instaurarsi e scomparire di barre e/o cordoni costieri), sia al variare quantitativo e qualitativo nell'apporto idrico, tanto dal contiguo «bacino tiberino», quanto dalle strutture carbonatiche emerse, sede di un acquifero notevole; è probabile che anche la Tettonica possa aver giuocato un certo ruolo.

Questi sedimenti salmastrati, se per un verso non hanno una fauna marina di chiara attribuzione pleistocenica, contengono però i livelli limosi fossiliferi con Molluschi del Villafranchiano sup. L'età pleistocenica inf. viene così confermata su base paleontologica anche per la facies marina laddove la salmastra ne è eteropica.

In definitiva le «argille sabbiose del Chiani-Tevere» vengono attribuite al Pleistocene inf. perché trasgressive sul Pliocene, perché mancanti di una malacofauna marina tipicamente pliocenica, perché contenenti una microfauna attribuita alla zona a *Globorotalia inflata* pp. e alla zona a *Globigerina cariacensis* e perché contenenti malacofaune dulcicole del Villafranchiano sup. Questa successione chiude definitivamente la sedimentazione marina del ciclo pleistocenico; la regressione è dovuta probabilmente ad una combinazione di movimenti eustatici e tettonici, questi ultimi forse predominanti. Il ritiro del mare è stato generale visto che le conseguenze si ripercuotono su tutta l'area.

Linee di riva

Lungo gli appoggi alle strutture dei Monti di Amelia-Narni si trovano frequenti indizi di linee di riva, rappresentati da fori di Bivalvi, Litodomi, Spugne e Policheti perforanti, impostati sia sui calcari mesozoici, sia su breccie probabilmente di falesia. Si possono seguire da Fornole, presso Amelia, verso Nord fino a poco oltre Montecchio. Un allineamento si pone sui 350 m fra Fornole e Alviano. A quote inferiori vi sono fori di Litodomi intorno a 300 m nei pressi di Amelia e Porchiano, a 220 m fra Attigliano e Porchiano. A quote superiori si trovano tracce di perforanti sui 400 m a SE di Montecchio, e sui 475 m a Ovest del Monte Citerrella (a Nord di Montecchio).

L'attribuzione cronologica di tali tracce è spesso difficile in quanto potrebbero essere in relazione sia ai sedimenti pleistocenici sia a quelli pliocenici.

SEDIMENTI CONTINENTALI DEL VILLAFRANCHIANO INFERIORE

«argille grigie inferiori» (a g i)

Costituiscono il termine più basso della successione lacustre ed affiorano con estensioni limitate presso Montecastelli e presso Todi. La base non è visibile e gli spessori delle sezioni esposte variano da 20 m alla Fornace Toppetti (Todi) a 150 m al Fosso Bianco (ESE di Montecastelli). Si tratta di alternanze ritmiche di argille e silt finemente laminati (fig. 6); a tratti è possibile rinvenire piccole sacche sabbiose, ciottoli calcarei sparsi e, alternati alle ritmiche, straterelli sabbiosi e veli torbosi. Talora, nella parte alta, è presente un conglomerato di spessore inferiore ai 10 m, con ciottoli calcarei in matrice argillosa arrossata, disposto in banchi gradati (fig. 7). Alla base il conglomerato presenta livelli a matrice molto indurita e strutture di scivolamento, forse imputabili a fenomeni di crioturbazione. La successione è troncata in alto da una superficie generalmente inclinata verso NNE.

Data la scarsità di faune (pochi opercoli di *Bithynia* ed



FIG. 6 - Fornace Toppetti (Todi). «argille grigie inferiori» costituite spesso da alternanze di argille e silt finemente laminati.

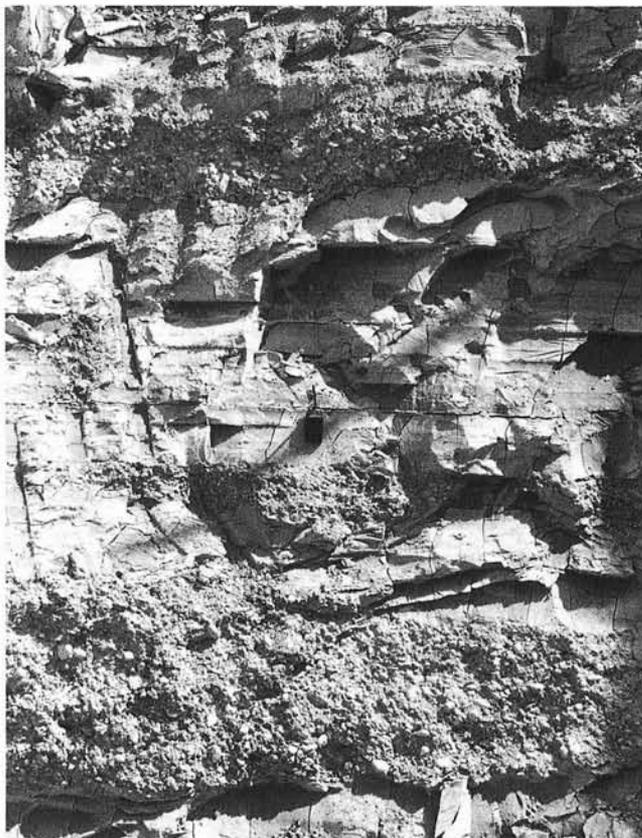


FIG. 7 - Discarica di Montecastrilli. Lenti e tasche conglomeratiche, con abbondante matrice argillosa, parte sommitale delle «argille grigie inferiori».

alcuni Elicidi), le «argille grigie inferiori» sono state attribuite al Villafranchiano inf. poiché nella cava, ora chiusa, di Monte Santo (Todi) è stata individuata una flora a

Taxodium e *Nyssa* (FOLLIERI, 1977), che indicherebbe un Pliocene addirittura anteriore a quello di Castelnuovo dei Sabbioni (in Valdarno superiore). A Dunarobba (NW di Montecastrilli) emergono da sedimenti del Villafranchiano superiore tronchi di Conifere, perfettamente conservati in posizione di vita (fig. 8), forse correlabili ai numerosi resti vegetali trovati nella limitrofa area di Fosso Bianco; in località Macchia Grande, alla testata del Fosso Bianco, le «argille grigie inferiori» contengono legni fluitati e strobili. Qui, inoltre, è visibile la discordanza angolare con il sovrastante «complesso argilloso-sabbioso», già citata da CONTI & GIROTTI (1978). Le «argille grigie inferiori» sono inclinate a NNE di circa 20°, mentre le sovrastanti argille sabbiose lo sono ad Ovest di circa 10°: si tratta della discordanza corrispondente alla fase erosiva Acquatraversa che, anche in facies continentali, separa il Pliocene dal Pleistocene. Il conglomerato in matrice argillosa è correlabile a questa fase, oltre che per la presenza delle strutture suddette, anche perché indicativo di una ripresa dell'erosione che ha presumibilmente interessato sia le rocce preplioceniche circostanti, sia i depositi lacustri emersi per l'abbassamento del pelo libero dell'acqua nel «bacino tiberino».

SEDIMENTI CONTINENTALI DEL VILAFRANCHIANO SUPERIORE

«complesso argilloso-sabbioso» (c a s)

Nel «complesso argilloso-sabbioso» rientrano sedimenti che, pur se riferiti allo stesso intervallo cronostatigrafico (Villafranchiano sup.), presentano differenze litologiche, di facies e di appoggio.

Nella parte centrale del «bacino tiberino», al di sopra della superficie di erosione che taglia le «argille grigie inferiori», affiorano alla Fornace Toppetti (Todi) e a S. Maria di Ciciliano (Montecastrilli) sabbie argillose alternate ad argille sabbiose, con episodi conglomeratici. Questi

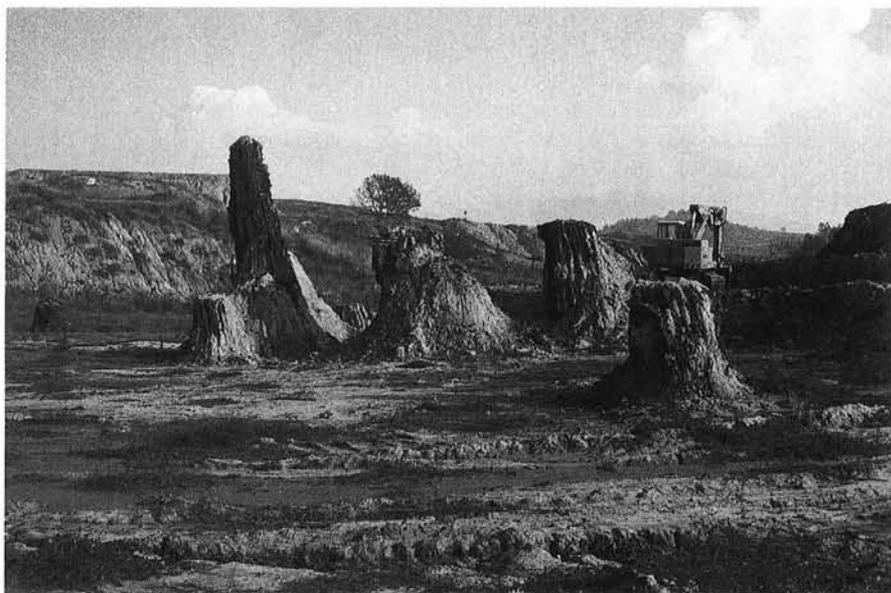


FIG. 8 - Dunarobba (Montecastrilli). Tronchi di Conifere, perfettamente conservati in posizione di vita ed emergenti dai sedimenti del Villafranchiano superiore.



FIG. 9 - Case Fornace (Acquasparta). Argille laminare e policrome del «complesso argilloso-sabbioso».

ultimi, costituiti in prevalenza da clasti calcarei, arrotondati e di dimensioni variabili, ma in genere non superiori al decimetro, contengono, nella matrice sabbiosa, legni rimaneggiati dalle sottostanti argille plioceniche.

Le sabbie argillose, nelle quali sono relativamente frequenti intervalli a laminazione sia parallela che incrociata, hanno i granuli in massima parte quarzosi e calcarei, scarsamente evoluti. Le argille, che mostrano spesso laminazioni parallele (fig. 9), contengono talora livelli e banchi di ligniti (fig. 10).

Questi depositi si rinvencono fino nella parte meridionale del bacino, fra Capitone e Narni, dove sono in eteropia con i sedimenti salmastri («argille sabbiose del Chiani-



FIG. 10 - Case Moscignano (S. Gemini). Livelli di torba e lignite nelle argille del «complesso argilloso-sabbioso».

Tevere»). Gli spessori calcolabili fra la superficie di erosione dell'Acquatraversa ed il sovrastante «complesso detritico superiore» vanno da 35 m alla Fornace Toppetti, a 50 m nell'affioramento di S. Maria di Ciciliano (fig. 11). Il più delle volte, però, l'appoggio visibile è sul substrato prepliocenico; in questi casi gli spessori possono essere estremamente variabili, e talora sono solo sottili spalmature che ricoprono le formazioni cretaco-oligoceniche.



FIG. 11 - Santa Maria di Ciciliano (Montecastrilli). Passaggio irregolare fra le argille del «complesso argilloso-sabbioso» e le sovrastanti sabbie grossolane del «complesso detritico superiore».

Nella zona settentrionale, nel bacino di Tavernelle (AMBROSETTI & *alii*, 1979; CONTI & ESU, 1981), ai sedimenti tipici del «complesso argilloso-sabbioso» si intercalano frequenti livelli di limi calcarei fossiliferi. Lo spessore affiorante in quest'area è di circa 60-70 m, anche se la potenza massima, ricavata sulla base di sondaggi geolettici, risulta di circa 250 m ove il substrato resistente è raggiunto alla quota di 50 m s.l.m. (CURLI, 1961).

Analisi paleofloristiche su campioni provenienti dalle argille sabbiose che affiorano a S. Maria di Ciciliano, hanno permesso il riconoscimento di pollini di *Eucommia* e *Celtis*, con conseguente attribuzione dei sedimenti al Pleistocene inf. (FOLLIERI, 1977).

Il contenuto microfaunistico è costituito essenzialmente da Ostracodi quali *Eucypris pigra* (FISCHER), *Cyprideis torosa litoralis* (BRADY), *Tyrrhenocythere pignattii* RUGGIERI e varie specie del genere *Candona* (det. G. DEVOTO). È presente anche abbondante microfauna marina rimaneggiata.

La malacofauna del «complesso argilloso-sabbioso» è stata fornita da una serie di affioramenti nel bacino di Tavernelle, a Collazzone, Todi, Montecastrilli, Sangemini e Capitone. In quest'ultima località, da cui il nome di «livello fossilifero di Capitone» cui si possono riferire gli affioramenti citati (ESU & GIROTTI, 1975), è stato rinvenuto anche *Dicerorhinus etruscus* (FALCONER).

Le faune dulcicole sono costituite in prevalenza da *Neritina groyana* (FÉRUSAC), *Viviparus belluccii* DE STEFANI, *Melanopsis affinis* FÉRUSAC, *Emmericia umbra* DE STEFANI e diverse specie del genere *Valvata*.

Nel bacino di Tavernelle alle specie dulcicole sono associate alcune *Hydrobiidae* che indicano un apporto di sali, forse limitato al semplice contenuto di carbonati (CONTI & ESU, 1981). Nelle aree centromeridionali, invece, ai livelli a fauna chiaramente di acqua dolce se ne alternano altri che contengono specie tipiche dell'ambiente di transizione, e cioè: *Cerastoderma edule* (L.), *Bittium reticulatum* (DA COSTA), *Micromelania zitteli* (SCHWARTZ VON MOHR.), *Hydrobia stagnorum* (GMELIN).

In base alle associazioni faunistiche si deve supporre che durante la deposizione del «complesso argilloso-sabbioso» si sia verificato un interscambio fra le acque del «bacino tiberino» e quelle marine. È presumibile che nell'area meridionale tra Capitone e Narni i due bacini fossero connessi, è qui infatti che si rinvencono, come già accennato, i depositi tipici del «bacino tiberino» in eteropia con le «argille sabbiose del Chiani-Tevere». Dalla distribuzione delle faune salmastre è evidente che l'interazione non poteva essere limitata ad una fascia molto ristretta, in funzione anche delle caratteristiche morfologiche costiere e della loro variabilità nel tempo.

Nelle aree settentrionali (bacino di Tavernelle) non si individuano, sul terreno, contatti tra sedimenti di facies lacustre e salmastra. Questo fatto, unito alla mancanza di malacofaune tipiche dell'ambiente di transizione, fa supporre che durante il Villafranchiano sup. tale bacino fosse isolato verso SW dall'ambiente marino limitrofo.

È presumibile che il «complesso argilloso-sabbioso» si sia depositato in un bacino estremamente articolato per

quanto concerne l'andamento sia delle rive, sia dei fondali. Ciò è dimostrato, oltre che dalla presenza e dall'alternanza di faune tipiche di biotipi diversi, da un'estrema variabilità, nello spazio e nel tempo, delle caratteristiche tessiture dei sedimenti inseriti in questo complesso.

«torbe e limi» (t I)

Nei pressi di Pietrafitta, a Nord di Montecchio e nei dintorni di Amelia, si rinvencono affioramenti di sedimenti di deposizione limnica.

Il primo affioramento è costituito da ligniti, coperte da argille sterili e sabbie. Il contenuto faunistico delle ligniti è abbondante in Molluschi e Vertebrati che vengono riferiti alla parte alta del Villafranchiano sup. (AMBROSETTI & *alii*, 1979).

Nei pressi di Amelia compaiono limi marnoso-calcarei con aggregati travertinosi e una malacofauna del Villafranchiano sup. a Planorbidi, Limneidi, Valvate e *Stephania bronni* (ANCONA).

L'ultimo ridottissimo affioramento, a Nord di Montecchio, è costituito da sedimenti più grossolani, composti prevalentemente da sabbie e subordinatamente da limi carbonatici. Il contenuto fossilifero, *Melanopsis affinis* FÉRUSAC, *Emmericia umbra* DE STEFANI, Limneidi, Valvatidi, Planorbidi, *Belgrandia* sp., *Vallonia pulchella* (MÜLLER) e *Carychium minimum* (MÜLLER), indica un ambiente francamente dolce, con presenza di polmonati terrestri, riferibile al Villafranchiano sup.

L'importanza di questi sedimenti è legata non tanto alla loro estensione o al loro spessore, sempre piuttosto limitati, quanto alla loro posizione stratigrafica ed ai rapporti con i sedimenti sottostanti e contigui. A Pietrafitta i limi con le ligniti giacciono sul «complesso argilloso-sabbioso», dal quale li separa una superficie di erosione fortemente ondulata. Le facies limniche degli affioramenti meridionali poggiano, nei dintorni di Amelia, sulle «argille sabbiose del Chiani-Tevere», presumibilmente sulle «sabbie a *Flabellipecten*», a Nord di Montecchio.

In queste due ultime aree i rapporti tra le facies limniche e le successioni sottostanti non sono visibili; si può comunque affermare che i sedimenti stagnali costituiscono sempre un termine posteriore sia al «complesso argilloso-sabbioso» sia alle «argille sabbiose del Chiani-Tevere».

Nella prima parte del Villafranchiano sup. il livello dell'acqua nel «bacino tiberino» era controllato dal mare in cui si andavano deponendo le «argille sabbiose del Chiani-Tevere». Una regressione legata a movimenti eustatici e/o tettonici ha poi posto fine alla deposizione del «complesso argilloso-sabbioso» ed ha portato ad una sua parziale erosione (Pietrafitta) (AMBROSETTI & *alii*, 1979). In particolare a cause tettoniche sarebbe da imputare la genesi, ancora nel Villafranchiano sup. dei bacini minori chiusi, caratterizzati dalle facies stagnali di acqua dolce (Pietrafitta, Montecchio, Amelia). L'episodio erosivo, ad esse sottostante, è stato riferito alla fase erosiva Aulla da CONTI & ESU (1981).



FIG. 12 - S. Angelo (Avigliano). «travertini antichi» più o meno litoidi con resti vegetali e modelli interni di Gasteropodi Polmonati.

«travertini antichi» (t a)

Affiorano tanto da Todi a Sangemini, quanto nella Valle del Tevere da Corbara a Orte, prevalentemente presso le strutture carbonatiche corrugate. In entrambe le zone i travertini chiudono localmente il ciclo pleistocenico inferiore. Gli spessori sono variabili tra i 10 e i 50 m e la litologia non presenta differenze sostanziali nelle diverse aree di affioramento. Alla base si osservano generalmente limi calcarei, terrosi, riccamente fossiliferi (fig. 12) con *Melanopsis affinis* FÉRUSSAC, *Viviparus bellucii* DE STEFANI, *Neritina groyana* FÉRUSSAC, *Tanousia litoglyphoides* (GIROTTI); verso l'alto i «travertini antichi» sono più litoidi, ricchi di resti vegetali (piante palustri, oogoni di Characee ed impronte di foglie) e con occasionali modelli interni di Gasteropodi Polmonati (Elicidi). A Scoppieto, ad Est di Civitella del Lago, sono stati rinvenuti alla base dei travertini resti di *Elephas meridionalis* NESTI e, presso Montecchio, resti di un Cervide.

I travertini del «bacino tiberino» poggiano sul «complesso argilloso-sabbioso» e sono anche parzialmente eteropici ad esso, sono altresì eteropici al «complesso detritico superiore». Si sono depositi al margine del bacino, in ambiente decisamente oligoalino alimentato dall'acquifero delle strutture carbonatiche cui si addossano; l'alimentazione del bacino è legata forse anche a risalite lungo la faglia bordiera martana come testimonierebbero le numerose sorgenti minerali localizzate in corrispondenza della fascia travertinoso (Sangemini, San Faustino, Amerino, Furapane).

I travertini della Valle del Tevere, poggiano sulle «sabbie a *Flabellipecten*» nei dintorni di Guardea, sulle «argille sabbiose del Chiani-Tevere» negli altri affioramenti.

La genesi di tutti i «travertini antichi», che si sono depositi in un intervallo di tempo che comprende anche la deposizione di «torbe e limi», è collegata alle stesse cau-

se, prevalentemente tettoniche, che hanno provocato la regressione marina e quindi la superficie di erosione alla base di «torbe e limi» a Pietrafitta; l'inizio della deposizione dei travertini è leggermente sfasata nel tempo passando dalle aree del «bacino tiberino» a quelle del versante a sedimentazione marina. Infatti, già la fase iniziale della regressione marina deve aver consentito una precoce sedimentazione carbonatica sul bordo dei Monti Martani, mentre ancora si deponevano gli ultimi livelli del «complesso argilloso-sabbioso» e delle «argille sabbiose del Chiani-Tevere».

L'intervallo cronologico durante il quale si è verificata l'erosione che sta fra i livelli a *Viviparus* e le ligniti di Pietrafitta, e che è correlato con la fase erosiva Aulla, dovrebbe corrispondere al tempo intercorso fra l'inizio della deposizione dei travertini sul versante occidentale dei Monti Martani e l'inizio della deposizione dei travertini al bordo occidentale dei Monti di Amelia.

«complesso detritico superiore» (c d s)

È costituito da sabbie e conglomerati, talora in eteropia nella parte alta della serie; lo spessore totale, variabile

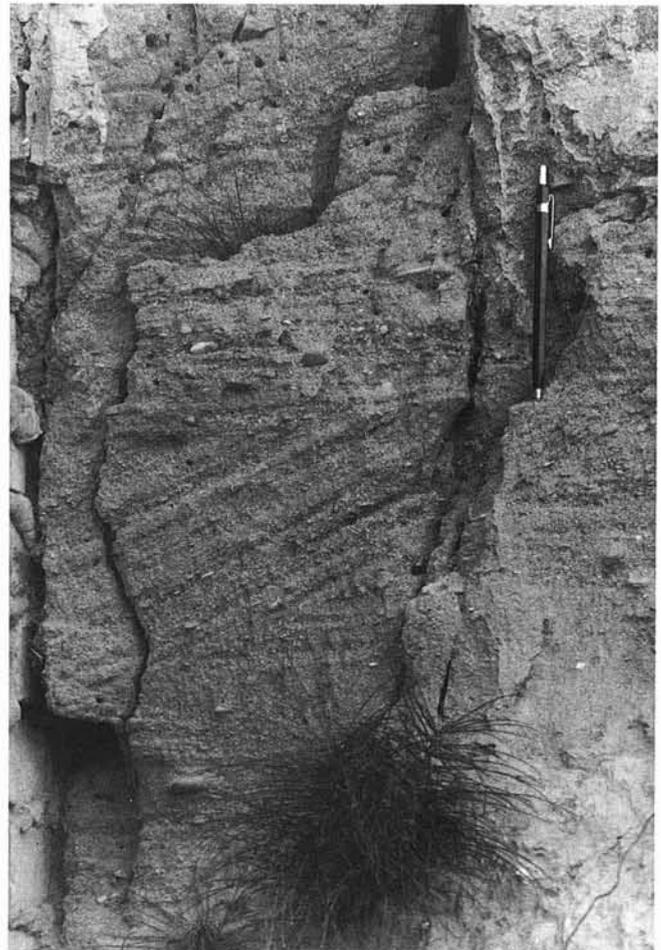


FIG. 13 - Case S. Rocco Alto (Todi). Sabbie grigie a laminazione incrociata e livelli di ciottoli del «complesso detritico superiore».

FIG. 14 - Osteria del Gatto (Todi). Lenti a noduli di argilla nelle sabbie grossolane e poco cementate del «complesso detritico superiore».



e difficilmente valutabile anche per i fenomeni erosivi attuali, dovrebbe essere dell'ordine dei 150 m. Ove i conglomerati sono in successione verticale sulle sabbie (Todi) il loro spessore in affioramento è di 80-100 m. Tutto il complesso è privo di fossili significativi ai fini stratigrafici e paleoambientali; soltanto alla base della successione si rinvenivano scarse malacofaune del tutto analoghe a quelle del «complesso argilloso-sabbioso».

Sabbie - Affiorano generalmente in bancate di alcuni metri di spessore, talvolta con intervalli a laminazione incrociata (fig. 13). La composizione granulometrica è caratterizzata essenzialmente dalle frazioni sabbiose cui si aggiungono quelle silteose e, in misura molto più modesta, quelle argillose.

Mentre negli affioramenti meridionali sono abbondanti i granuli di origine carbonatica, in quelli settentrionali la componente grossolana è costituita essenzialmente da quarzo con frequenti minerali pesanti. Tale differenziazione è imputabile alla composizione delle rocce madri presenti nei bacini di alimentazione; infatti, mentre a Nord affiorano estesamente i flysch, a Sud prevalgono i litotipi calcarei. In tutti gli affioramenti nella frazione sabbiosa sono presenti microfaune marine provenienti dalle formazioni preplioceniche.

Intercalati alle sabbie spesso si rinvenivano noduli induriti allineati la cui genesi è incerta. Un'ipotesi potrebbe essere la deposizione, contemporaneamente alle sabbie, di lenti e noduli di argilla (fig. 14) che, costituendo una barriera di permeabilità (e quindi anche geochimica), favori-



FIG. 15 - Selvarelle (Collevalenza). Interno di un nodulo nelle sabbie, grossolane e poco cementate, del «complesso detritico superiore».



FIG. 16 - Camerata (Izzalini). Conglomerato con ciottoli evoluti e matrice sabbioso-siltosa del «complesso detritico superiore».

rebbero la precipitazione degli idrossidi di ferro presenti nelle acque. I noduli sono caratterizzati da un guscio esterno a idrossidi di ferro che racchiude un nucleo, di dimensioni variabili, argilloso, spesso ancora plastico (fig. 15).

Conglomerati - Distribuiti in placche più o meno estese nell'intera area del «bacino tiberino», sono costituiti da ciottoli essenzialmente calcarei e marnosi, subordinatamente selciosi, in genere ben arrotondati; solo a Nord (Collazzone) sono prevalenti ciottoli arenacei a contorno meno evoluto. La forma dei clasti è in genere ellissoidica negli affioramenti meridionali, caratteristica che si perde a Nord di Todi, anche perché mutano le rocce madri e in particolare le loro caratteristiche litostrutturali. Mentre a Colle Rotondo (SSE di Sangemini) la tessitura può essere considerata aperta, altrove la matrice è sempre presente, anche in forte quantità ed è sabbiosa (Todi) o, più di frequente, sabbioso-siltosa (fig. 16). Le dimensioni dei costituenti lo scheletro sono variabili, ma comunque sempre fino a un massimo di 15-20 cm. I conglomerati si presentano solitamente poco coerenti tranne che in prossimità di Sangemini dove i ciottoli sono parzialmente cementati, rivestiti di patine di ossidazione e lungo i contatti con accenni di dissoluzione (fig. 17). Negli affioramenti meridionali è frequente la gradazione.

Un altro parametro che distingue i diversi affioramenti è quello giaciturale (fig. 18); infatti mentre a Sud gli strati presentano pendenze anche forti (25-30°), a Nord non si hanno indizi di così accentuate inclinazioni, tranne che a Collazzone.

Un discorso a parte va fatto per l'ampia placca che affiora nell'area centro-occidentale del «bacino tiberino», a ridosso dei rilievi di Monte Castellaro, Monte Citernella e Monte Croce Serra. Questa poggia in discordanza sulle formazioni meso-cenozoiche, con spessori dell'ordine dei 70-100 m ed è caratterizzata da eterometria dei clasti, sem-



FIG. 17 - Colle Rotondo (S. Gemini). Conglomerato ben evoluto, gradato e povero di matrice del «complesso detritico superiore». Sulla superficie di alcuni ciottoli si notano impronte di dissoluzione.

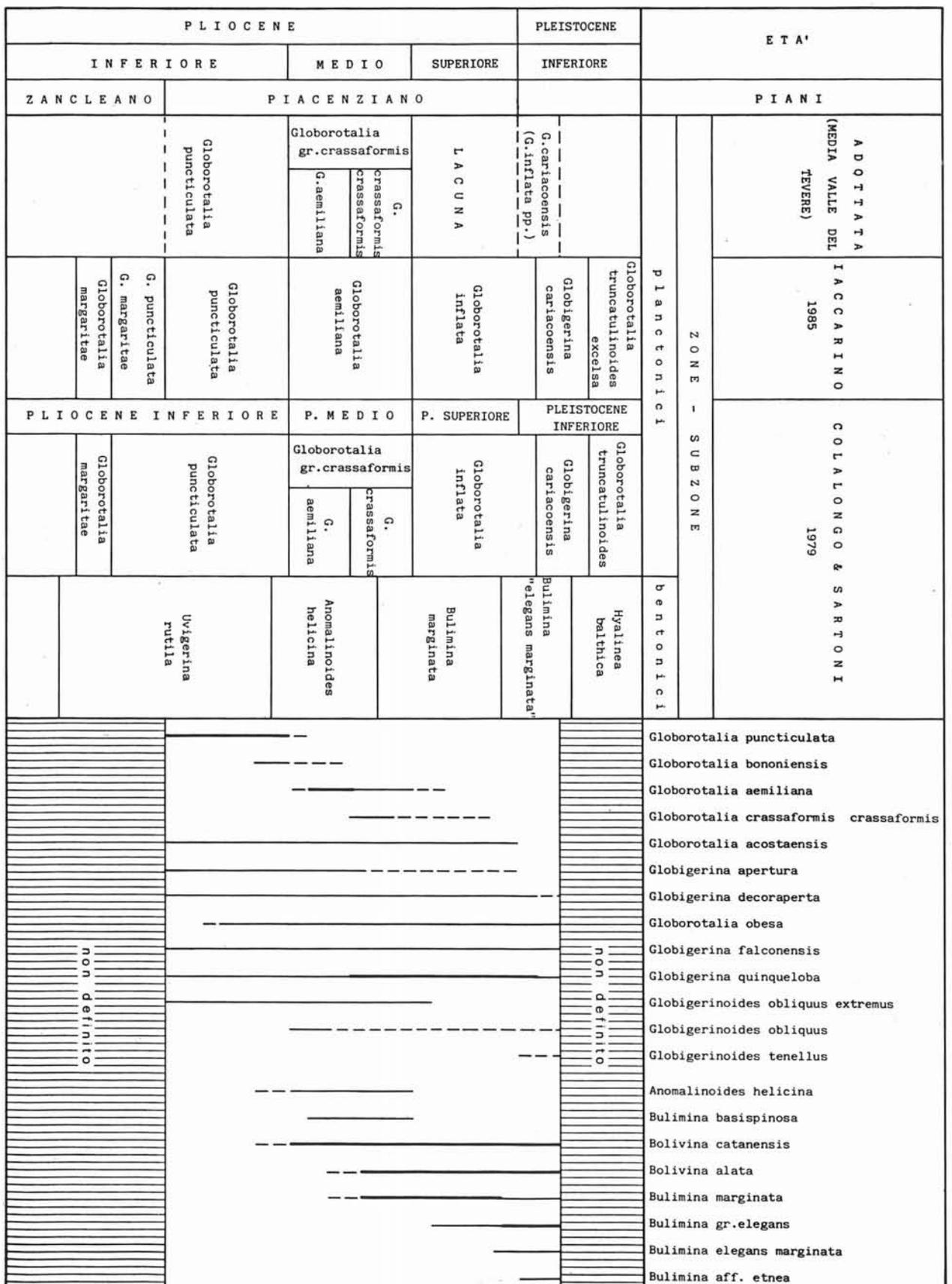


Fig. 19 - Schema di correlazione delle zone a Foraminiferi planctonici e bentonici. Distribuzione locale delle principali forme-indice.



FIG. 18 - Podere Fontana (Montecastrilli). Conglomerati del «complesso detritico superiore», inclinati di 25-30°.

pre ben arrotondati. La matrice, in genere sabbioso limosa, è abbondante; solo in alcuni affioramenti meridionali il conglomerato è più lavato ed in alcuni casi cementato. Gli strati, raramente gradati, nell'area settentrionale sono debolmente inclinati verso NE, più di frequente la giacitura è suborizzontale.

Per la loro composizione litologica è probabile che i ciottoli provengano dai versanti nord-orientali dei Monti di Amelia. La posizione topografica attuale di questo deposito è in parte in corrispondenza dello spartiacque, con quote superiori ai 450 m e queste quote sono più elevate di quelle dei termini marnosi cretaceo-oligocenici che affiorano estesamente a NE. Ciò fa supporre che dalla deposizione di questi sedimenti a oggi siano intervenute variazioni topografiche e morfologiche sensibili.

Talora i conglomerati poggiano direttamente sul «complesso argilloso-sabbioso», ma non sono in continuità di sedimentazione. Tale posizione stratigrafica è spiegabile con l'ampia diffusione della deposizione conglomeratica che, dalle zone marginali del bacino, ha ricoperto termini litologici diversi, esposti dalla regressione ed anche parzialmente erosi.

Le indagini di terreno portano alla conclusione che le grandi variazioni litologiche, argille grigie, argille e sabbie, sabbie e conglomerati, sono quasi sempre verticali. Quindi, in assenza di eteropie, l'unica spiegazione possibile è data da un mutamento sostanziale della qualità degli apporti solidi e di conseguenza dell'energia del mezzo di trasporto, cui presumibilmente si abbinava anche una variazione dell'estensione e della configurazione del o dei bacini di sedimentazione. Tale mutamento di apporti nel tempo è verosimile se si considera che le grandi variazioni corrispondono rispettivamente alle fasi erosive Acquatraversa, Aulla, Cassio. Tali fasi, che siano eustatiche, con conseguente abbassamento del livello di base, o tettoniche, con sollevamento dei rilievi ed aumento delle pendenze, portano comunque ad un aumento della capacità erosiva e dell'energia di trasporto dei corsi d'acqua. Tutto ciò non esclude l'eventuale concomitanza di cause climatiche, il cui ruolo

non è però quantificabile. È evidente che l'improvviso aumento degli apporti ha comportato una rapida estinzione dei bacini limnici per interrimento, e l'instaurarsi di facies fluviali (litotipi grossolani, spesso canalizzati) che divengono predominanti con i conglomerati ricchi in matrice e talora ossidati.

BIOSTRATIGRAFIA

MICROFAUNA MARINA

In questo lavoro si fa riferimento alla zonazione proposta da COLALONGO & SARTONI (1979) perché più idonea per le nostre aree, soprattutto per quanto riguarda i rapporti tra zone e foraminiferi planctonici e bentonici. Infatti, nell'area esaminata, spesso le associazioni planctoniche risultano povere e prive di markers zonali, mentre sono ricche e più significative quelle bentoniche. Per le età e per le correlazioni si è tenuto conto inoltre degli schemi cronologici e biostratigrafici riportati in IACCARINO (1985) e in RIO & SPROVIERI (1986) (fig. 19).

L'intervallo biostratigrafico individuato è compreso tra la zona a *Globorotalia puncticulata* e la zona a *Globigerina cariacensis*. I termini inferiori affioranti sono da riferirsi alla zona a *Globorotalia puncticulata*, in quanto non sono state mai rinvenute forme di *Globorotalia margaritae* BOLLI & BERMUDEZ; i livelli successivi sono stati attribuiti alla zona a *Globorotalia* gr. *crassaformis* che viene qui divisa in due subzone informali: una subzona a *Globorotalia aemiliana* ed una a *Globorotalia crassaformis crassaformis* caratterizzate dai rispettivi markers. I termini superiori, che comprendono i sedimenti successivi alla subzona a *Globorotalia crassaformis crassaformis*, sono caratterizzati dalla presenza di *Globigerinoides tenellus* PARKER, *Bulimina* gr. *elegans* D'ORBIGNY, *Bulimina* aff. *etnea* SEGUENZA, e vengono riferiti al Pleistocene inf., zona a *Globorotalia inflata* pp.-*Globigerina cariacensis*. In questo intervallo stratigrafico, preceduto da una lacuna che copre la parte pliocenica della zona a *Globorotalia inflata*, sono assenti i markers zonali.

Pliocene

Zona a Globorotalia puncticulata - Questa zona è definita dalla presenza costante di *Globorotalia puncticulata* (DESHAYES). È possibile individuare una parte inferiore a *Globorotalia puncticulata* (DESHAYES) a bassa spira e con *Globigerina falconensis* BLOW e *Globigerina apertura* CUSHMAN sempre frequenti; nel benthos *Marginulina costata* (BATSCH), *Orthomorphina bassanii* (FORNASINI), *Hopkinsina bononiensis* (FORNASINI), *Saracenaria italica* DEFRANCE e *Bulimina costata* D'ORBIGNY. Una parte superiore caratterizzata da *Globorotalia puncticulata* (DESHAYES) a spira più alta e dalla comparsa di *Globorotalia bononiensis* DONDI, *Anomalinoidea helicina* (COSTA) e *Bolivina catanensis* (SEGUENZA).

L'associazione è prevalentemente bentonica, con individui ben sviluppati e di taglia medio-grande. Forme di habitat più profondo come *Valvulineria bradyana* (FORNASINI), *Oridorsalis umbonatus* (REUSS), *Melonis padanum* (PERCONIG), *Oolina exagona* (WILLIAMSON), *Karrierella bradyi* (CUSHMAN), *Brizalina spathulata* (WILLIAMSON), sono accompagnate da forme più costiere tra cui *Cancris auriculus* (FICHTEL & MOLL), *Ammonia inflata* (SEGUENZA), *Quinqueloculina seminulum* (L.); quando la presenza di queste ultime specie diviene più consistente si riscontra, parallelamente, una flessione in senso negativo del plancton.

L'associazione nel suo complesso indica un ambiente di sedimentazione circalitorale.

Zona a Globorotalia gr. crassaformis - La zona viene suddivisa informalmente in due subzone, una inferiore definita da *Globorotalia aemiliana* e una, superiore, da *Globorotalia crassaformis crassaformis*. La base di ognuna delle subzone è posta in coincidenza della prima comparsa del rispettivo marker.

Subzona a Globorotalia aemiliana - Nella sua parte inferiore compare *Globigerinoides obliquus* BOLLI, è ancora presente *Globorotalia punctulata* (DESHAYES) che scompare quando *Globorotalia aemiliana* COLALONGO & SARTONI si stabilizza su alti valori di frequenza, *Globorotalia bononiensis* DONDI è rara e discontinua, mentre *Globorotalia obesa* BOLLI e *Globigerinoides obliquus extremus* BOLLI divengono comuni. Inoltre, nell'associazione planctonica, sono sempre presenti ancora *Globigerina falconensis* BLOW, *Globigerina quinqueloba* NATLAND, *Globigerina decoraperta* TAKAYANAGI & SAITO; al tetto della subzona scompare *Globorotalia bononiensis* DONDI. Il benthos è caratterizzato dalla comparsa di *Bulimina basispinosa* TEDESCHI & ZANMATTI, che permane comune in tutta la subzona; *Bolivina alata* (SEGUENZA) e *Bulimina marginata* D'ORBIGNY, che compaiono appena dopo *Bulimina basispinosa* TEDESCHI & ZANMATTI, sono in questa subzona generalmente rare, mentre *Bolivina catanensis* (SEGUENZA) diviene frequente.

Il plancton, pur essendo subordinato al benthos, spesso raggiunge valori percentuali più elevati rispetto a quelli riscontrati in tutte le altre zone. L'ambiente di sedimentazione rimane stabile conservando un carattere circalitorale come nella zona precedente.

Subzona a Globorotalia crassaformis crassaformis - Alla base compare il marker zonale associato ancora a individui di *Globorotalia aemiliana* COLALONGO & SARTONI. *Globigerina quinqueloba* NATLAND aumenta la sua frequenza, sono sempre presenti *Globigerina decoraperta* TAKAYANAGI & SAITO, *Globigerina falconensis* BLOW, *Globigerina apertura* CUSHMAN, che subisce un decremento, e *Globorotalia obesa* BOLLI. *Globorotalia crassaformis crassaformis* (GALLOWAY & WISSLER) si rinvia verso l'alto in modo discontinuo.

Nel benthos si osserva un incremento di *Bulimina mar-*

ginata D'ORBIGNY e *Bolivina alata* (SEGUENZA), permane frequente *Bolivina catanensis* SEGUENZA, mentre *Bulimina basispinosa* TEDESCHI & ZANMATTI ed *Anomalinoidea helicina* (COSTA) scompaiono al tetto della subzona.

Rispetto agli intervalli biostratigrafici precedenti si rileva, in termini quantitativi, una diminuzione molto netta sia del plancton che del benthos; infatti, passando ai livelli più alti prevalentemente sabbiosi, la microfauna risulta globalmente scarsa e caratterizzata da individui planctonici di piccola taglia. Oltre alla variazione delle forme planctoniche, si riscontra nel benthos una alterna prevalenza del gruppo *Buliminidae* e del gruppo *Elphidium-Melonis-Ammonia*, indicante una evoluzione verso facies via via meno profonde.

Nelle litofacies sabbiose si intercala un intervallo ricchissimo in *Amphistegina* spp. In questi livelli il plancton, anche se raro è significativo, il benthos è quasi costantemente rappresentato dai generi *Ammonia* e *Cibicides*; non è raro rinvenire forme planctoniche rimaneggiate dalla vicina Formazione Marnoso-Arenacea.

Le associazioni di questo intervallo indicano un'evoluzione da un ambiente circalitorale ad uno sempre più costiero.

Pleistocene

Zona a Globorotalia inflata pp. - *Globigerina cariacensis* - A questo intervallo biostratigrafico, vengono riferiti i sedimenti e le associazioni faunistiche posteriori alla zona a *Globorotalia gr. crassaformis*; qui si ha la comparsa di elementi nuovi quali *Globigerinoides tenellus* PARKER, *Bulimina gr. elegans* D'ORBIGNY, *Bulimina elegans marginata* FORNASINI, *Bulimina aff. etnea* SEGUENZA.

Nell'area esaminata non è mai stata rinvenuta *Globorotalia inflata* (D'ORBIGNY), come del resto avviene per tutta la media Valle del Tevere.

I livelli più argillosi contengono microfauna planctonica e bentonica. Si rinvencono infatti: *Globigerina quinqueloba* NATLAND, sempre frequente, *Globigerina falconensis* BLOW, *Globigerina decoraperta* TAKAYANAGI & SAITO, *Globorotalia obesa* BOLLI, *Globigerinoides ruber* (D'ORBIGNY), *Globigerinoides gomitulus* (SEGUENZA), *Globigerinoides obliquus* BOLLI, discontinuo, *Globigerinoides tenellus* PARKER, *Globigerinita glutinata* BLOW, *Bulimina marginata* D'ORBIGNY, in netta diminuzione; *Bulimina gr. elegans* D'ORBIGNY, *Bulimina elegans marginata* FORNASINI, *Bulimina gr. fusiformis* WILLIAMSON, *Globobulimina pyrula* (D'ORBIGNY), *Bulimina aff. etnea* SEGUENZA, *Bolivina alata* (SEGUENZA), *Uvigerina peregrina* CUSHMAN, *Cassidulina carinata* SILVESTRI, tutte con buona frequenza.

A questi termini si intercalano nella parte bassa alcuni livelli più sabbiosi con fauna generalmente scarsa e poco significativa, talvolta sterili. Qui l'associazione bentonica è caratterizzata da *Ammonia gr. beccarii*, *Elphidium* spp., *Asterigerinata* spp., mentre il plancton, quando è presente, contiene rare forme di *Globigerinoides ruber* (D'ORBIGNY) e *Globigerina decoraperta* TAKAYANAGI & SAITO.

L'associazione faunistica globale indica un ambiente di sedimentazione circalitorale, per i termini più argillosi, con nette oscillazioni verso l'infralitorale individuabili in corrispondenza dei livelli più sabbiosi.

Non è possibile definire se questi termini vadano ascritti all'una o all'altra zona per l'assenza dei markers zonali. È comunque da sottolineare che qualora tali termini si attribuissero alla zona a *Globorotalia inflata*, ci si riferirebbe alla sua parte pleistocenica.

MALACOFAUNA MARINA

Le malacofaune delle «argille di Fabro», diversificate nei vari affioramenti, concordano con la caratterizzazione fornita in MARASTI & RAFFI (1980) per le faune del Pliocene inf., ove le abbondanze di alcuni taxa suggeriscono affinità tropicali. L'associazione macrofaunistica rinvenuta in questi livelli è costituita prevalentemente da *Dentalium sexangulum* SCHROETER, *Anadara* (A.) *diluvii* (LAMARCK), *Striarca lactea* L., *Chlamys* (*Aequipecten*) *angelonii* (DE STEFANI & PANTANELLI), *Neopycnodonte navicularis* (BROCCHI), *Limopsis aurita* (BROCCHI), *Aporrhais* (A.) *uttingeriana* (RISSO), *Charonia* (*Sassia*) *apenninica* (SASSI), *Mitrella* (*Macrurella*) *nassoides* (GRATELOUP), *Amyclina italica* (MAYER), *Narona* (*Broccinia*) *mitraeiformis* (BROCCHI), *Conus* (*Conolithus*) *antidiluvianus* BRUGUIERE, *Gemmula rotata* (BROCCHI), *G.* (*Unedogemmula*) *contigua* (BROCCHI), *Turricola coquandi* (BELLARDI), *T.* *dimidiata* (BROCCHI), *Stenodrillia allioni* (BELLARDI), *Bathytoma cataphracta* (BROCCHI), *Eleocyma sigmoidea* (BRONN), *Bracytoma obtusangola* (BROCCHI). Va inoltre sottolineata l'affinità tra le malacofaune della parte inferiore delle «argille di Fabro» e quelle di Tabiano Bagni (PELOSIO, 1967). Nei sedimenti corrispondenti all'«orizzonte ad *Amphistegina*» (subzona a *Globorotalia crassaformis crassaformis*), la malacofauna è rappresentata da: *Chlamys scabrella* LAMARCK, *Chl. multistriata* (POLI), *Chl. opercularis* L., *Pecten jacobaeus* (L.), *Chama placentina* (DEFRANCE), *Conus* sp. e rarissimi esemplari di *Pecten* (*Flabellipecten*) *flabelliformis* (BROCCHI). Passando dai sedimenti del Pliocene inf. a quelli del Pliocene medio, in particolare alla parte superiore della zona a *Globorotalia* gr. *crassaformis*, si nota la scomparsa di varie forme fra cui *Conus antidiluvianus* BRUGUIÈRE. Il cambiamento faunistico infrapliocenico (MARASTI & RAFFI, 1980) qui evidenziato anche da un cambiamento di facies, può essere riconosciuto anche confrontando le faune di MALATESTA (1974) dei giacimenti di Orvieto, Camorena e Calanchi del Paglia (che vengono qui collocati nelle «argille di Fabro»), di Ficulle (nel quale è riconosciuto il passaggio tra «argille di Fabro» e «sabbie a *Flabellipecten*») e di San Faustino e San Giorgio (che vengono collocati nelle «sabbie a *Flabellipecten*»).

Le associazioni a Molluschi marini raccolte nelle «argille sabbiose del Chiani-Tevere» non sono così ricche e diversificate come quelle plioceniche e sono riferibili ad un ambiente di sedimentazione poco profondo e prossimo alla costa. Tali faune sono state descritte in AMBROSETTI

& alii (1979) e da FARAONE (in stampa). In queste associazioni non sono più presenti alcune forme delle «sabbie a *Flabellipecten*», tipicamente plioceniche, come *Pecten* (*Flabellipecten*) *flabelliformis* (BROCCHI) e *Strombus coronatus* DEFRANCE. Nei livelli riferibili ad ambienti a salinità variabile sono state trovate oltre a Idrobiidi, *Melanoides curvica* (DESHAYES), *Venerupis senescens* DODERLEIN, *Cerastoderma edule* (L.), *Trunculariopsis truncula* (L.) e diverse specie di *Cerithiacea*, tutte associazioni tipiche delle facies ipolinee.

MALACOFAUNA CONTINENTALE

Le successioni villafranchiane hanno fornito malacofaune continentali e, subordinatamente, salmastre le cui associazioni contengono numerose specie di Gasteropodi e Bivalvi prevalentemente dulcicoli; i Gasteropodi terrestri sono presenti in misura minore e si rinvencono localmente.

Le malacofaune, piuttosto rare nei livelli riferibili al Villafranchiano inf. diventano abbondantissime in quelli del Villafranchiano sup.

Villafranchiano inferiore

Nelle «argille grigie inferiori» i resti di Molluschi sono molto scarsi. Presso Montecastrilli (Fosso Bianco) si rinvencono rari opercoli di un Gasteropode di ambiente lacustre, *Bithynia* sp., assieme a vegetali. Resti frammentari di Gasteropodi Polmonati (Elicidi) sono presenti nelle argille della cava di Monte Santo (Todi) ove, in associazioni, si rinvencono abbondanti resti vegetali (CONTI & GIROTTI, 1978). Lo studio dei pollini delle argille di questa cava ha rivelato la presenza di una ricca flora a *Taxodium* e *Nyssa* (FOLLIERI, 1977), testimone di una associazione forestale temperato-calda pliocenica.

Frammenti indeterminabili di Molluschi, infine, sono stati segnalati da PANTANELLI (1886) nelle argille lacustri lignitifere dei dintorni di Spoleto, dalle quali provengono i noti resti di Mammiferi del Pliocene.

Villafranchiano superiore

Abbondanti malacofaune continentali e salmastre si rinvencono nel «complesso argilloso-sabbioso», nelle «torbe e limi» e nei «travertini antichi», localmente associate a resti di Vertebrati.

Nell'area esaminata si evidenzia, per ricchezza malacofaunistica, il «livello fossilifero di Capitone». Le malacofaune tipicamente villafranchiane, provenienti da tale livello si riconoscono in tutta l'estensione del «complesso argilloso-sabbioso» del «bacino tiberino» e del bacino di Tavernelle; ricche associazioni provengono da numerose località dell'area esaminata.

Lo studio sistematico iniziato nel secolo scorso da DE STEFANI (1876-1880) è stato ripreso da MALATESTA (1964), GIROTTI (1966; 1969; 1972a; 1972b; 1972c; 1972d), ESU & GIROTTI (1975), CONTI & ESU (1981).

Le specie più significative (fig. 20) sono rappresentate

| PRE-VILLAFR. | VILLAFRANCHIANO INFERIORE | VILLAFRANCHIANO SUPERIORE |
|--------------|--|--|
| | | <div style="display: flex; justify-content: space-between; align-items: center;"> ACQUATRAVERSA CASSIO </div> |
| | | <div style="display: flex; justify-content: space-between;"> ? <div style="width: 80%;"> <p>Neritina groyana (FÉRUSSAC)</p> <p>Viviparus bellucci DE STEFANI</p> <p>Valvata interposita DE STEFANI °</p> <p>Valvata anconae DE STEFANI</p> </div> </div> |
| | | <div style="display: flex; justify-content: space-between;"> ? <div style="width: 80%;"> <p>Stephania bronni (ANCONA)</p> <p>Tournouerina belnensis (DELAF. & DEP.) °</p> <p>Tanousia lithoglyphoides (GIROTTI)</p> <p>Micromelania zitteli (SCHWARTZ v.M.) °</p> <p>Emmericia umbra DE STEFANI</p> </div> </div> |
| | | <div style="display: flex; justify-content: space-between;"> ? <div style="width: 80%;"> <p>Melanopsis affinis FÉRUSSAC</p> <p>Ancylus parmophorus DE STEFANI</p> </div> </div> |
| | Melanoides curvicosta (DESHAYES) | |
| | Neumayria priscillae GIROTTI | |
| | Lymnaea bucciniformis SACCO | |
| | Prososthenia etrusca (DE STEFANI) | |
| | Prososthenia meneghiniana (DE STEFANI) | |
| | Prososthenia oblonga (BRONN) | |
| | Prososthenia ovata (BRONN) | |

Fig. 20 - Schema biostratigrafico dei Molluschi villafranchiani dell'area investigata. Il cerchietto contrassegna tre specie presenti nella penisola italiana solo nel Villafranchiano sup., in altre regioni europee anche in sedimenti più antichi.

da numerosi Gasteropodi di Prosobranchi e scarsi Polmonati dulcicoli, esclusivi del Villafranchiano sup. italiano, come: *Neritina (Neritaea) groyana* (FÉRUSSAC), *Viviparus bellucci* DE STEFANI, *Valvata (Cincinna) anconae* DE STEFANI, *Stephania bronni* (ANCONA), *Prososthenia oblonga* (BRONN), *Tanousia lithoglyphoides* (GIROTTI), *Emmericia umbra* DE STEFANI, *Melanopsis affinis* FÉRUSSAC, *Ancylus (Ancylus) parmophorus* DE STEFANI; tre di esse, *N. groyana*, *S. bronni* e *M. affinis*, sono segnalate con dubbio nel villafranchiano inf. della Toscana e/o del Lazio (ESU & GIROTTI, 1975; ESU, 1982).

Inoltre, associate a queste specie, se ne rinvennero

altre già conosciute nei giacimenti di Villafranchiano inf. italiano o europeo, o nel pre-Villafranchiano e che si estinguono alla fine del Villafranchiano sup.: *Valvata (Cincinna) interposita* DE STEFANI, *Hydrobia slavonica* BRUSINA, *Tournouerina belnensis* (DELAFOND & DEPERET) (solo nel bacino di Tavernelle), *Prososthenia etrusca* (DE STEFANI), *Prososthenia meneghiniana* (DE STEFANI), *Prososthenia ovata* (BRONN), *Neumayria priscillae* GIROTTI, *Micromelania (Goniobilus) zitteli* (SCHWARTZ VON MOHRENSTERN), *Melanoides curvicosta* (DESHAYES), *Lymnaea bucciniformis* SACCO.

La presenza di alcune specie continentali (*Viviparus bel-*

lucii, *Valvata anconae*, *Prososthenia ovata*, *Emmericia umbra*, *Melanopsis affinis*) nel «Calabriano» di Monte Mario ha permesso una ulteriore correlazione del Villafranchiano sup. umbro con le serie marine del Pleistocene inf. dell'Italia Centrale (GIROTTI, 1972 d; ESU & GIROTTI, 1975).

In associazione alle specie tipicamente villafranchiane se ne rinvennero numerose altre biostratigraficamente banali. Si tratta di Gasteropodi dulcicoli e terrestri e Bivalvi di derivazione europea a vasta distribuzione geografica plio-pleistocenica e tuttora viventi: *Valvata (Cincinna) piscinalis* (MÜLLER), *Valvata (Valvata) cristata* MÜLLER, *Bithynia leachi* (SHEPPARD), *Bithynia tentaculata* (L.), *Carychium minimum* (MÜLLER), *Lymnaea (Stagnicola) palustris* (MÜLLER), *Segmentina nitida* (MÜLLER), *Anisus spirorbis* (L.), *Armiger crista* (L.), *Planorbarius corneus* (L.), *Vallonia pulchella* (MÜLLER), *Chondrula tridens* (MÜLLER), *Oxyloma elegans* (RISSO), *Unio* sp., *Corbicula fluminalis* (MÜLLER) (oggi assente dalla malacofauna italiana), *Dreissena polymorpha* (PALLAS), ecc. Le due specie di Bivalvi dulcicoli citate (*C. fluminalis* e *D. polymorpha*) sembrano comparire nella penisola all'inizio del Villafranchiano sup.; non si hanno infatti testimonianze della loro presenza in sedimenti italiani più antichi (ESU & GIROTTI, 1975; CONTI & ESU, 1981).

Resti di *Unio* sp., Bivalve di ambiente fluviale, si rinvennero sporadicamente, nel «complesso detritico superiore» e, più frequentemente, alla base delle «torbe e limi» di Pietrafitta.

Le associazioni malacologiche continentali forniscono indicazioni ecologiche alquanto simili per le diverse aree dei bacini considerati.

Molte specie sono indicative di ambiente lacustre ad acque basse, localmente quasi stagnanti e ricche di vegetazione (*Valvata piscinalis*, *V. cristata*, *Bithynia leachi*, *Lymnaea palustris*, *Planorbarius corneus*, *Anisus spirorbis*) o ad acque poco correnti come i rappresentanti di alcuni generi (*Neritina*, *Viviparus*, *Melanopsis*, *Ancylus*, *Dreissena*, *Corbicula*). Vi sono inoltre, in alcuni affioramenti, specie appartenenti a generi (*Belgrandia*, *Emmericia*) che colonizzano preferibilmente biotopi di sorgente o risorgive.

In certe aree si verificano invece condizioni lagunari. Le facies salmastre sono caratterizzate da associazioni di specie tipiche di ambiente di transizione [*Hydrobia ulvae* (PENNANT), *Micromelania (G.) zitteli* (SCHWARTZ VON M.), *Bittium (Bittium) reticulatum* (DA COSTA), *Cerastoderma edule* (L.) e frequentemente di specie continentali che sopportano variazioni di salinità (*Neritina (N.) groyana* (FÉRUS-SAC), *Hydrobia stagnorum* (GMELIN), *Melanooides curvicosta* (DESHAYES), *Melanopsis affinis* FÉRUS-SAC], o che si trovano in tali associazioni perché fluitate. Alcune di esse caratterizzano il Villafranchiano sup.

L'analisi della distribuzione stratigrafica e geografica della fauna malacologica del Villafranchiano sup. dell'Italia Centrale evidenzia, quindi, per tali faune, un carattere prevalentemente arcaico ed endemico.

Numerosi generi e specie persistono dal Pliocene e molte specie sono sconosciute al di fuori del centro Italia, essendo probabilmente discendenti da linee filetiche evolutesi

localmente (*Prososthenia etrusca*, *P. meneghiniana*, *Stephania bronni*); altre, sempre villafranchiane, mostrano un'origine europea (*Valvata interposita*, *Hydrobia slavonica*, *Tourmouerina belnensis*, *Prososthenia ovata*, *Micromelania zitteli*).

Con la chiusura dei bacini continentali dell'Italia Centrale, corrispondente alla fase erosiva del Cassio, si assiste a un cambiamento radicale delle malacofaune dulcicole. Infatti il 50% delle specie e alcuni generi, *Stephania*, *Prososthenia*, *Tanousia*, *Tourmouerina*, *Neumayria*, *Micromelania (Goniocbilus)*, si estinguono e lasciano il posto ad associazioni del Pleistocene medio e sup. simili a quelle viventi o, localmente e durante periodi relativamente brevi, ad associazioni a carattere freddo (faune steppiche o del loess).

L'insieme delle malacofaune del Villafranchiano sup. dell'Italia Centrale indica condizioni climatiche temperato-calde: ne è testimone soprattutto la presenza di generi come *Melanopsis* e *Melanooides* che hanno attualmente una distribuzione più meridionale. La loro scomparsa da questi bacini alla fine del Pleistocene inf., insieme a quella di numerose altre specie, sarebbe quindi imputabile a una fase di deterioramento climatico che si preannuncia già con la fase erosiva dell'Aulla. Nel bacino di Tavernelle questo mutamento climatico, accompagnato da un cambiamento di facies (facies lignitifera di Pietrafitta), è sottolineato anche dalla scomparsa di alcune specie temperato-calde (come *Melanopsis affinis* e *Melanooides curvicosta*) imputabile verosimilmente alla concomitanza dei due fattori. Anche nelle zone di Amelia e di Montecchio si nota, nella successione, un cambiamento di facies: si passa dalle «argille sabbiose del Chiani-Tevere» a limi calcarei in cui mancano totalmente forme salmastre, mentre non si riscontrano differenze sostanziali con le faune dulcicole del Villafranchiano superiore.

MAMMIFERI

Dalla zona provengono numerosi resti segnalati fin dal secolo scorso.

Data la complessa situazione di terreno e la delicatezza dei problemi stratigrafici e cronologici che lo studio della mammalofauna dovrebbe contribuire a chiarire, verranno qui omesse considerazioni sui resti di più antico ritrovamento, limitando l'analisi ai reperti di cui gli scriventi hanno avuto diretta conoscenza come collocazione geografica e stratigrafica.

CAPITONE. Scheletro di *Dicerorhinus etruscus* (FALCONER), che AMBROSETTI (1972) considera caratterizzato da morfologie di tipo «evoluto», tipo *D. hemitoechus* (FALCONER), e ritenuto collocabile nella parte finale del Villafranchiano sup. Proviene dalla parte sommitale del «complesso argilloso-sabbioso», immediatamente sopra ad un livello di Molluschi dulcicoli. MALATESTA (1985) ha collegato tale ritrovamento alla «fauna di Farneta».

SCOPPIETO. È stata rinvenuta una difesa di *Elephas meridionalis* NESTI (poi andata distrutta) che, per morfologia e dimensioni, bene rientrava nelle caratteristiche dei resti

di Farneta. Proveniva dalla base dei «travertini antichi», sopra le «argille sabbiose del Chiani-Tevere».

PIETRAFITTA (nel livello di lignite della miniera). Sono rappresentati numerosi resti riferibili principalmente a *Euctenocerus* sp., *Elephas meridionalis* NESTI, *Leptobos* spp., *Castor* sp., di cui solo in questi ultimi tempi è iniziato lo studio; a tale associazione è legata la presenza di *Allophaiomys* sp. I livelli che contengono i resti sono tutti compresi entro le «torbe e limi».

VERSANTE DESTRO DELLA VALLE DEL TEVERE («bacino tiberino»). Poco sopra Marsciano sono stati rinvenuti scarsi resti di *Megaceros* cf. *verticornis* (NEWTON), in alluvioni arrossate con giacitura trasgressiva sui livelli del «complesso argilloso-sabbioso», a testimoniare la presenza di faune del Pleistocene medio solo posteriormente alla deposizione delle successioni studiate.

È da mettere in evidenza che nessun ritrovamento recente ha confermato l'esistenza nell'area studiata di forme arcaiche come «Mammut» *borsoni* (HAYS), *Anancus arvernensis* (CROIZET & JOBERT), *Tapirus arvernensis* CROIZET & JOBERT, *castor* sp. (PANTANELLI, 1886; CLERICI, 1894), riferibili a cicli pliocenici, la cui testimonianza resta oggi legata solo ai numerosi resti provenienti dal bacino lignifero di Spoleto (Santa Croce) conservati nella «Raccolta Toni», depositata nel Liceo Scientifico spoletino.

CRONOLOGIA

Sicuri elementi cronologici, direttamente derivanti dallo studio delle successioni comprese nell'area illustrata, sono mancanti: mai ricerche paleomagnetiche o determinazioni radiometriche o studi paleoisotopici, per ricordare solo i metodi di indagine più utilizzati, sono state qui condotte.

Alcuni dati possono comunque essere derivati da studi condotti in aree immediatamente confinanti, altri possono essere indirettamente derivati utilizzando determinazioni effettuate in serie di riferimento per parallelismi biostratigrafici, basandosi sia sulle associazioni microfau-nistiche e malacofau-nistiche che mammalofau-nistiche. È chiaro che entrambi questi gruppi di dati non potranno avere la validità delle determinazioni dirette, ma saranno senz'altro utili per un inquadramento cronologico degli avvenimenti descritti.

Fra Mentana e Monterotondo, a Sud dell'area qui descritta, sono state effettuate numerose datazioni su livelli contenenti materiali di origine vulcanica intercalati ai sedimenti marini. Alla cava Marco Simone è stata riconosciuta un'età intorno ai 4 m.a., mentre a Valle Ricca una intorno ai 2 m.a. In quest'ultima località CARBONI & CONTI (1977) segnalano la presenza di *Bulimina* aff. *etnea* poco sopra l'episodio vulcanico. Per confronti e riferimenti bibliografici su queste datazioni vedansi ARIAS & alii (1980).

Un altro dato, verosimilmente utilizzabile con minore precisione, può essere derivato dall'ipotesi fatta che la superficie di erosione fra «complesso argilloso-sabbioso» e «torbe e limi» rientri nella fase erosiva Aulla (ARIAS & alii,

1980; CONTI & ESU, 1981), anche se in una ripresa forse posteriore all'età dell'attività considerata nel luogo tipico.

Dalle età stimate per i principali eventi microfau-nistici del Mediterraneo (RIO & SPROVIERI, 1986), è possibile comprendere la parte pliocenica della successione studiata fra i 4,27 e i 2,07 m.a., età stimate, per la comparsa rispettivamente di *Globorotalia puncticulata* e di *Globorotalia inflata*, ma certamente non precise come l'indicazione numerica parrebbe suggerire. L'età della comparsa di *Hyalinea balthica* (1,4 m.a.) può essere presa come termine limite entro cui sarebbe rientrata la deposizione delle successioni pleistoceniche marine.

Nella sedimentazione continentale un buon dato cronologico potrà essere desunto dalla precisa determinazione sistematica della forma di *Allophaiomys* presente nelle ligniti di Pietrafitta, accontentandosi per ora di ipotizzare una sua collocazione attorno a 1,3 - 1,2 m.a. per un apprezzamento basato sulle sole dimensioni dentarie dei periti (TORRE D., com.pers.). Poco si pensa di poter derivare al momento dallo studio degli altri Mammiferi rinvenuti; i loro resti, infatti, sono ancora in corso di studio.

CONSIDERAZIONI CONCLUSIVE

Nell'intervallo tra il Pliocene ed il Pleistocene inf. sono dunque identificabili: un primo ciclo sedimentario pliocenico, rappresentato nella facies marina da «argille di Fabbro», «sabbie a *Flabellipecten*», e «conglomerato di Città della Pieve», e nella facies continentale da «argille grigie inferiori»; un secondo ciclo, di età pleistocenica inferiore, testimoniato nella facies marina da «sabbie argillose del Chiani-Tevere» ed in quella continentale da «complesso argilloso-sabbioso»; un terzo, sempre del Pleistocene inf. ed esclusivamente continentale costituito da: «torbe e limi», «travertini antichi» e «complesso detritico superiore».

La mancanza di dati da perforazioni comporta che non si dispone di elementi su «l'evento» messiniano e la parte bassa del Pliocene inf. Infatti i livelli inferiori delle argille contengono già *Globorotalia puncticulata* e, in base a considerazioni biostratigrafiche, hanno un'età più recente, sebbene non di molto, di 3,6 m.a. La prima comparsa di *Globorotalia puncticulata* è posta attualmente nel Mediterraneo a circa 4,27 m.a., mentre la scomparsa di *Globorotalia margaritae*, mai rinvenuta nelle nostre zone, è posta intorno ai 3,6 m.a. (RIO & SPROVIERI, 1986). Pur non avendo dunque dei dati oggettivi, si può ipotizzare un'impostazione dei bacini su di una morfologia preesistente modellata probabilmente a partire già dal Messiniano.

Con la comparsa di *Globorotalia* gr. *crassaformis* associata alla scomparsa di *Globorotalia puncticulata*, la sedimentazione argillosa lascia posto ad una molto più grossolana, costituita prevalentemente da sabbie che, verso l'alto, verranno sostituite da conglomerati. Non è mai stata trovata *Globorotalia inflata*, per cui si ritiene che la deposizione delle sabbie e dei conglomerati sia sempre anteriore alla comparsa di questo marker, collocabile a 2,05 m.a.

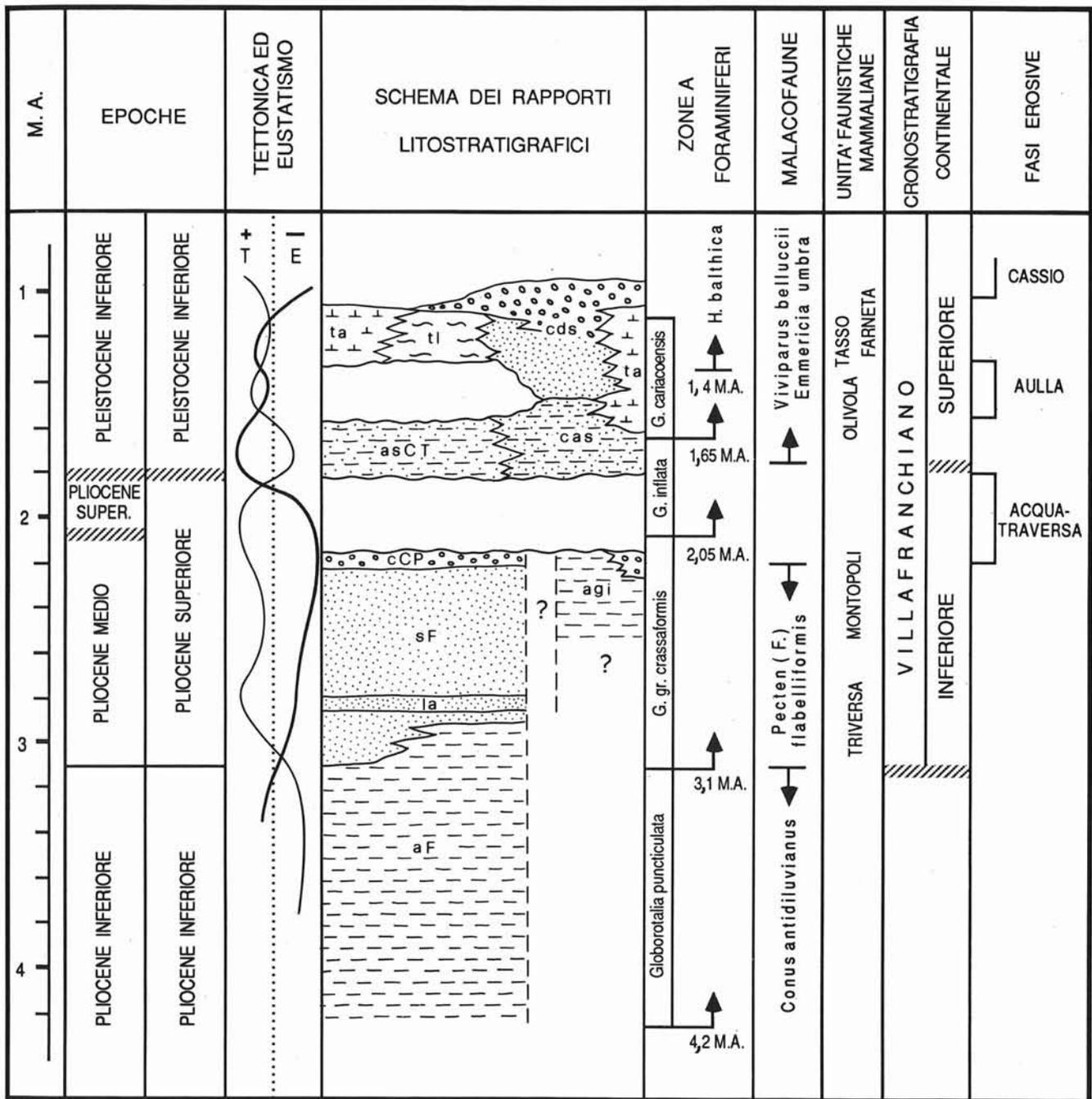


FIG. 21 - Schema dei rapporti crono-lito- e bio-stratigrafici e correlazione con tettonica ed eustatismo. Le componenti tettonica ed eustatica sono dedotte dall'analisi della evoluzione delle facies, considerata come espressione della variazione del livello di base locale. I diversi fenomeni deposizionali sia del ciclo pliocenico che di quello pleistocenico possono rientrare in un quadro evolutivo legato sia ad attività tettonica sia a variazioni del livello del mare. Per l'analisi separata delle due variabili, come è stato dettagliato ed evidenziato nella descrizione dei vari complessi sedimentari, è necessario fornire alcune avvertenze: le curve T ed E relative all'influenza tettonica ed eustatica sono parzialmente dedotte ed estrapolate dall'analisi delle successioni. L'ampiezza delle curve non è quantitativa, ma puramente qualitativa e quindi considerata come tendenza derivata dalle successioni locali. Per le «zone» a Mammiferi si intendono le suddivisioni delle mammalofaune nella successione cronologica villafranchiana, considerate come associazioni locali, cioè con significato cronologico solo indicativo e forse, per quelle riportate, non rappresentativo dell'intero intervallo. Le faune del Tasso e di Farneta sono considerate come parzialmente sincrone con differenziazione nella composizione legata ipoteticamente a fattori ambientali oltre che evolutivi. Per le fasi erosive si è voluto indicare un intervallo cronologico di riferimento entro cui ha agito, certamente in più riprese, ognuna di esse.

Successione marina: aF) «argille di Fabro»; sF) «sabbie a *Flabellipecten*»; la) «livello a *Amphistegina*»; cCP) «conglomerato di Città della Pieve»; asCT) «argille sabbiose del Chiani - Tevere».

Successioni continentali: agi) «argille grigie inferiori»; cas) «complesso argilloso-sabbioso»; tl) «torbe e limi»; ta) «travertini antichi»; cds) «complesso detritico superiore».

(RIO & SPROVIERI, 1986). Il passaggio tra le sabbie e conglomerati ed i sedimenti successivi non è graduale, ma brusco e tramite una superficie di discontinuità con discordanza angolare che rende ancora più evidente la lacuna di sedimentazione.

Le facies che compaiono sopra questa discontinuità variano da marine a lacustri, con termini ipotalini intermedi. Questo ciclo di sedimentazione probabilmente chiude anteriormente alla prima comparsa di *Hyalinea balthica* (1,4 m.a.) (RIO & SPROVIERI, 1986), in quanto nei livelli più alti, oltre alle associazioni villafranchiane, anche le faune marine suggeriscono un'età anteriore a questa data.

Intorno a questa età si ha, il definitivo ritiro del mare dall'area; successivamente la sedimentazione è esclusivamente di tipo continentale.

I diversi fenomeni identificati, sia nel ciclo pliocenico che in quello pleistocenico inferiore, possono logicamente rientrare in un quadro evolutivo legato sia ad attività tettonica, sia ad eustatismo; come è evidenziato in fig. 21.

La subsidenza di alcune zone è contrapposta alla relativa stabilità di altre, come ad esempio i rilievi prepliocenici. Ciò non vuol dire che questi ultimi fossero realmente stabili, ma solo che il loro comportamento è stato uniforme su aree estese, anche se con movimenti di differenziazione per sbloccamenti locali. Questi aspetti circoscritti sono quelli che più facilmente possono essere riferiti ad attività tettonica, mentre rimane più difficile distinguere gli effetti della Tettonica da quelli dell'eustatismo quando si sovrappongono su vaste aree.

Una generale subsidenza, legata all'attività tettonica, è testimoniata, nel Pliocene inf. dalla facies marina delle «argille di Fabro» e l'approfondimento è perdurato fino alla parte alta del Pliocene inf.

Tra il Pliocene medio ed il Pleistocene inf. si manifesta un'inversione di tendenza, con due momenti di acme ben riconoscibili; uno, forse meno importante, in corrispondenza della deposizione dell'orizzonte ad *Amphistegina*, l'altro più vistoso, in corrispondenza dell'accumulo del «conglomerato di Città della Pieve», nella serie marina, e della superficie di discontinuità tra le «argille grigie inferiori» e il «complesso argilloso-sabbioso» nelle facies limniche. Questo secondo momento viene considerato inserito nelle manifestazioni della fase erosiva Acquatraversa. La giacitura discordante dei depositi successivi su quelli pliocenici testimonia che la Tettonica ebbe, in quel momento, senza dubbio un ruolo importante.

Il reinstaurarsi, nel Pleistocene inf., della sedimentazione marina nelle aree occidentali e di quella limnica nel «bacino tiberino» induce a ipotizzare un aumento del livello del mare, con conseguente annegamento di vaste aree.

La successiva e definitiva regressione è ancora da riferire al Pleistocene inf. e, in base alle associazioni microfaunistiche, anteriormente alla comparsa di *Hyalinea balthica*. Tale fase regressiva ha effetto anche nelle aree a sedimentazione continentale e ad essa è possibile legare l'instaurarsi di una sedimentazione carbonatica, con deposizione di estesi piastroni travertinosi. L'insieme di questi

fenomeni può rientrare nell'intervallo cronologico della fase erosiva Aulla.

È probabile che alla fase erosiva Cassio siano correlabili i conglomerati, le sabbie del «complesso detritico superiore» e la parte più alta dei «travertini antichi» che precedono l'arrivo delle malacofaune steppiche o del loess, già preannunciate da quello di *Allophayomis*.

BIBLIOGRAFIA

- AMBROSETTI P. (1972) - *Lo scheletro di Dicerorhinus etruscus* (FALCONER) di Capitone (Umbria meridionale). Geol. Romana, 11, 177-198, 2 ff., 7 tt., 3 tab.
- AMBROSETTI P., CONTI M.A., PARISI G., KOTSAKIS T., & NICOSIA U. (1979) - *Neotettonica e cicli sedimentari plio-pleistocenici nei dintorni di Città della Pieve* (Umbria). Boll. Soc. Geol. It., 96 (1977), 605-635, 13 ff., 1 t.
- AMBROSETTI P., CARBONI M.G., CONTI M.A., COSTANTINI A., ESU D., GANDIN A., GIROTTI O., LAZZAROTTO A., MAZZANTI R., NICOSIA U., PARISI G. & SANDRELLI F. (1978) - *Evoluzione paleografica e tettonica nei bacini toscano-umbro-laziali nel Pliocene e nel Pleistocene inferiore*. Mem. Soc. Geol. It., 19, 573-580, 4 ff.
- ARIAS C., AZZAROLI A., BIGAZZI G. & BONADONNA F. (1980) - *Magnetostratigraphy and Plio-Pleistocene boundary in Italy*. Quat. Res. 13, 65-74, 8 ff.
- CARBONI M.G. (1975) - *Biostratigrafia di alcuni affioramenti pliocenici del versante tirrenico dell'Italia Centrale*. Geol. Romana, 14, 63-85, 12 ff., 4 tt., 5 tabb.
- CARBONI M.G. & CONTI M.A. (1977) - *Le associazioni tardo-cenozoiche di Valle Ricca (Monterotondo, Roma) e loro implicazioni biostratigrafiche*. Geol. Romana, 16, 1-19, 4 ff., 3 tt., 1 tab.
- CARBONI M.G., CONTI M.A. & MARCHETTI L. (1979) - *Considerazioni su alcune serie affioranti nell'area del F° 137 "Viterbo"*. Boll. Soc. Geol. It., 98, 589-600, 2 ff., 3 tabb.
- CATTUTO C., CONTI M.A., NICOSIA U. & PARISI G. (1979) - *Relazione sulla Neotettonica dei fogli 130, 131, 137 e 138*. Nuovi Contr. Carta Neotettonica Italia, Pubbl. 251, Progr. Fin. Geod., 13-28.
- CLERICI E. (1981) - *Sul ritrovamento del Castoro nelle ligniti di Spoleto*. Boll. Soc. Geol. It., 13, 199-202.
- COLALONGO M.L. & SARTONI S. (1979) - *Schema biostratigrafico per il Pliocene ed il basso Pleistocene in Italia*. Nuovi Contr. Carta Neotettonica Italia, Pubbl. 251, Progr. Final. Geod., 645-654, 1 f.
- CONTI M.A., & ESU D. (1981) - *Considerazioni sul significato paleoclimatico e geodinamico di una serie lacustre pleistocenica inferiore presso Tavernelle (Perugia, Umbria)*. Geogr. Fis. Din. Quat. 4, 3-10, 4 ff.
- CONTI M.A. & GIROTTI O. (1978) - *Il Villafranchiano nel "Lago Tiberino", ramo sud-occidentale: schema stratigrafico e tettonico*. Geol. Romana, 16 (1977), 67-80, 13 ff., 1 tab.
- CONTI M.A., PARISI G. & NICOSIA U. (1983) - *Un orizzonte ad Amphistegina nel Pliocene di Orvieto e sue implicazioni neotettoniche*. Boll. Soc. Geol. It., 102, 113-122, 3 ff.
- CURLI G. (1961) - *Attuali conoscenze geologiche sul bacino lacustre di Pietrafitta*. Atti Conv. Mostra Naz. Ligniti, 159-167, 2 tt.
- DE STEFANI C. (1876-1880) - *Molluschi continentali, fino a ora notati in Italia nei terreni pliocenici, ed ordinamento di questi ultimi*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat.: 2, 130-174; 3, 274-325, 2 tt.; 5, 9-108, 2 tt.
- ESU D. (1982) - *Les Mollusques continentaux du Villafranchien de l'Italie: indications biostratigraphiques et paleoclimatiques*. Coll. Villafranchien Mediterr. Lille, 1, 71-82, 1 tab.
- ESU D. & GIROTTI O. (1975) - *La malacofauna continentale del Plio-Pleistocene dell'Italia Centrale. I: Paleontologia*. Geol. Romana, 13, (1974), 203-293, 136 ff.
- FARAONE A.G. (in stampa) - *Malacofauna plio-pleistoceniche umbre: le associazioni di Città della Pieve e Monteleone d'Orvieto*. Geol. Romana.
- FOLLIERI M. (1977) - *Evidence on the Plio-Pleistocene paleofloristic evolution in Central Italy*. Riv. It. Paleont., 83, 925-930, 1 f., 1 tab.

- GIROTTI O. (1966) - *Un Viviparus pleistocenico dell'Italia Centrale. Confronto con le specie fossili e viventi europee*. Arch. Moll., 95, 255-268, 53 ff.
- GIROTTI O. (1969) - *Viviparus etruscus MALATESTA nel Pleistocene inferiore di Roma. Considerazioni stratigrafiche ed ecologiche*. Rend. Acc. Naz. Lincei, Cl. Sc. Fis. Mat. Nat., ser. 8, 45., 194-197, 3 ff.
- GIROTTI O. (1972 a) - *Il genere Neumayria STEFANI 1877*. Geol. Romana, 11, 115-136, 16 ff.
- GIROTTI O. (1972 b) - *Ein neuer Lithoglyphulus aus dem Ober-Villafranc von Umbrien (Mittel-Italien) (Hydrobiidae: Lithoglyphinae)*. Arch. Moll., 102, 97-98, 1 f.
- GIROTTI O. (1972 c) - *Der "Lago Tiberino" und seine Mollusken*. Et. Quat. Monde. 8° Congr. INQUA., Paris, 439-440.
- GIROTTI O. (1972 d) - *Correlabilità, mediante Molluschi d'acqua dolce, del Calabriano di Monte Mario (Roma) con il Villafranchiano superiore*. Geol. Romana, 11, 229-235, 15 ff.
- IACCARINO S. (1985) - *Mediterranean Miocene and Pliocene planktic Foraminifera*. In: «BOLLI H.M., SAUNDERS J.B. & PERCH-NIELSEN K. eds., Plankton-Stratigraphy, Cambridge Univ. Press.» 283-314, 6 ff.
- MALATESTA A. (1964) - *Über einige pleistozäne Süßwassermollusken aus Mittel-Italien*. Arch. Moll., 93, 151-162, 16 ff.
- MALATESTA A. (1974) - *Malacofauna pliocenica umbra*. Mem. Serv. Descr. Carta Geol. It., 13, 1-490, 40 ff., 32 tt.
- MALATESTA A. (1985) - *Geologia e Paleobiologia dell'era glaciale*. Ed. NIS, Roma, 1-282.
- MARASTI R. & RAFFI S. (1980) - *Extinction of Polysyringian Bivalves in the Mediterranean Pliocene*. Univ. Parma, Vol. Sergio Venzo, 107-115, 4 ff.
- PANTANELLI D. (1886) - *Vertebrati fossili delle ligniti di Spoleto*. Atti, Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., 7, 93-100.
- PELOSIO G. (1966) - *La malacofauna dello stratotipo del Tabianiano (Pliocene inferiore) di Tabiano Bagni (Parma)*. Boll. Soc. Geol. It., 5(2), 101-183, 12 tt., 3 ff.
- RIO D. & SPROVIERI R. (1986) - *Biostratigrafia integrata del Pliocene - Pleistocene inferiore mediterraneo in un'ottica di stratigrafia sistematica*. Boll. Soc. Paleont. It., 25, (1985), 65-85, 7 ff.