

LA FORESTA FOSSILE DI DUNAROBBA (TERNI, UMBRIA, ITALIA CENTRALE): CONTESTO LITOSTRATIGRAFICO, SEDIMENTOLOGICO, PALINOLOGICO, DENDROCRONOLOGICO E PALEOMALACOLOGICO *

P. Ambrosetti (1) - G. Basilici (2) - A. D. Ciangherotti (3) - G. Codipietro (4) - E. Corona (4) - D. Esu (3)
O. Girotti (3) - A. Lo Monaco (4) - M. Meneghini (5) - A. Paganelli (5) - M. Romagnoli (4)

(1) Dip.to di Scienze della Terra, Università di Perugia, Perugia, Italia

(2) Dip.to di Scienze della Terra, Università di Torino, Torino, Italia

(3) Dip.to di Scienze della Terra, Università di Roma "La Sapienza", Roma, Italia

(4) Dip.to di Scienze dell'Ambiente Forestale e delle sue Risorse, Università della Tuscia, Viterbo, Italia

(5) Dip.to di Biologia, Università di Padova, Padova, Italia

ABSTRACT - The Dunarobba Fossil Forest (Terni, Umbria, central Italy): lithostratigraphic, sedimentologic, palynologic, dendrochronologic and paleomalacologic characteristics - Il Quaternario Italian Journal of Quaternary Sciences, 8(2), 1995, 465-508 - The Dunarobba Fossil Forest (DFF) is a singular palaeontological case: namely, it is a perfectly preserved Pliocene forest formed of *in situ* fossil trees, more than 50 in number and up to 8 m high. The DFF is located near the village of Dunarobba (near Terni, Umbria, in central Italy), and is enclosed in the deposits of the Tiber Basin, which is an extensional basin crossing Umbria from north to south. Continental deposits, from Pliocene to Holocene in age, fill this basin. Four lithostratigraphic units have been recognized in the studied area between the towns of Marsciano and Terni: - "Fosso Bianco" formation (FBf, Middle-Late Pliocene), which was deposited in a complex lacustrine system; - "Ponte Naja" formation (PNf, Late Pliocene), formed of alluvial fan deposits; - "Santa Maria di Ciciliano" formation (SMCf, Early Pleistocene), formed of fluvial alluvial deposits; - "Acquasparta" formation (Af, Early Pleistocene), which is a deposit settled into small isolated lacustrine carbonate basins. The DFF is enclosed in the "Fosso Bianco" formation, in deposits attributed to a coastal lacustrine wetland. Tree trunks are buried by muds and subordinate lignite and sands (facies C1 subassociation, *lithofacies a-e*). The base of the trunks rests on dark bluish grey clayey silts (*facies c*), interpreted as little evolved and hydromorphic paleosols. Clayey silts with silty-sandy non-continuous undulated laminæ, sometimes displaying cross-laminations (*facies b*) and clayey silts with planar, parallel and continuous laminæ (*facies a*) make up deposits yielded by weak wave motion (or distal deposits of a delta system) and small ponds on a wetland lacustrine coastline, respectively; lignite (*facies d*) evidences swamp organic deposits, whereas uncommon sand lenses (*facies e*) can be interpreted as due to wave motion (or as deposits of a delta body). The DFF depositional environment was an area subjected to floodings, where the groundwater level was near, or above, the depositional plane for many months in the year. Slow and continuous sedimentation of clastic materials and a high subsidence caused trunks to be buried still during their life. Near the DFF other lacustrine coastal deposits outcrop, which however do not contain *in situ* fossil trunks (facies C2 subassociation). This depositional succession is characterized by lenticular sandy strata showing planar parallel or undulated laminations (*facies f*), alternating with muds (*facies g*); these deposits correspond to sequences formed during stormy wave motion and fair weather, respectively. A clayey sandy silty hydromorphic paleosol, with lignite beds on top (*facies h*) overlies these deposits. Laminated calcareous sediments, containing freshwater fauna and flora, (*facies i*) close the outcropping succession; these sediments formed in a small lacustrine basin isolated from clastic inputs. A different wave activity on the lake shores probably controlled the sedimentation of the two facies subassociations. Where morphological barriers or wetland-vegetation hindered the wave action, facies C1 subassociation could be deposited, whereas facies C2 subassociation was deposited where shoreline was directly subjected to wave motion.

Palynological aspects - A palynostratigraphic sequence representing the upper 350 cm of the sediments surrounding one of the fossil trunks (trunk no. 49) was studied. The trunk is still in growing position and leans — like all the other trunks — some 10° towards the NE. According to Biondi & Brugiapaglia (1991), all the trunks so far examined appear to belong to one species only, identified as *Taxodioxylon gypsaceum* (Göppert) Kräusel, which became extinct during the Pliocene and had anatomical features similar to the present-day *Sequoia sempervirens* (Lamb.) Endl. The pollen analyses show (Fig. 14) a qualitatively rich flora with a good proportion of tertiary species that are no longer present in indigenous Italian flora, with a predominance of trees and shrubs (AP) with respect to herbaceous plants (NAP). Forest species most frequently represented in the pollen diagram are: *Sequoia*-type, *Taxodium*-type and *Pinus* subgenus *Haploxylon*, followed, in decreasing order of frequency, by: *Alnus*, *Larix*, *Abies*, *Picea*, *Pinus* subgenus *Diploxylon*, *Zelkova*, *Tsuga*, *Cycadaceae* (*Stangeria*-type), *Carya*, *Sciadopitys*, *Betula*, *Salix*, *Quercus*, and *Castanea*; there are also sporadic findings of pollen from *Carpinus*, *Cedrus*, *Celtis*, *Ephedra*, *Eucommia*, *Fagus*, *Ilex*, *Juniperus*, *Ligustrum*, *Maclura*, *Nyssa*, *Ostrya*, *Pterocarya*, *Sambucus*, and *Tilia*. We believe that the pollen classified as *Sequoia*-type should be identified as *Taxodioxylon gypsaceum*. Although the studies so far carried out suggest that the Dunarobba Forest would consist of a single species, on the contrary pollen analyses show that the forest in that area was mixed. The arboreal taxa found in pollen analyses can be divided into three groups, according to the time of their disappearance from Italy. The 1st group comprises the tertiary species which disappeared in the late Pliocene and/or early Pleistocene times, *i. e.*, *Sequoia*-type, *Taxodium*-type, *Sciadopitys*, *Stangeria*-type, *Eucommia*, *Nyssa*, *Celtis*; and, among the NAP, *Tillandsia*-type; the 2nd group includes *Cedrus*, *Tsuga*, *Pinus* subgenus *Haploxylon*, *Carya*, and *Pterocarya* which became extinct during the Pleistocene; the 3rd group includes all the other species still growing in Italy today. The fact that *Zelkova*, *Castanea*, and *Juglans* have to be regarded as indigenous species, is discussed. On the basis of the pollen diagram, the time climate had to be warmer and more humid than at present, if the *in situ* occurrence of plants like the ancient *Sequoia* and the abundance of spores of Pteridophyta together with *Tillandsia*-type pollens, an epiphyte living in subtropical environments, are considered. Edaphic conditions in which *Sequoia* grew were those of an environment subjected to continual alluvial phases, as confirmed by the constant

* Lavoro presentato al Convegno "Il significato del Villafranchiano nella stratigrafia del Plio-Pleistocene" (Peveagno-Villafranca d'Asti, 20-24 giugno 1994).

Paper presented to the Meeting "The significance of the Villafranchian in the Plio-Pleistocene stratigraphy" (Peveagno-Villafranca d'Asti, 20-24 June, 1994).

and abundant occurrence of Cyperaceae. Finally, the finding of pollen from *Alnus* and *Salix*, together with Potamogetonaceae, and Alismataceae, is evidence of slow-flowing waters. Moreover, the constant finding of *Taxodium*-type pollen is further evidence for a coastal marshland close to the Dunarobba area. The *Taxodioxyton* forest had a luxuriant undergrowth, with abundance of Pteridophyta, mainly *Lycopodium*-type which is replaced by *Osmunda*-type in the uppermost layers. This change is probably related to the occurrence of different edaphic conditions. Finally, the *Sciadopitys* curve is discussed, in order to outline possible climatic conclusions from it. The dendrochronological research carried out on *Taxodioxyton gypsaceum* is a further support to palynological results. On the basis of the pollen results the sediments of the Dunarobba Fossil Forest showing an evident *Taxodiaceae facies* are attributed to the Pliocene. A more precise attribution is at this time impossible, because the sediment thickness so far studied is very limited.

Dendrochronological aspects - A dendrochronological analysis was carried out on a trunk of *Taxodioxyton gypsaceum* (Gippert) Kräusel, a homoxil wood sample put at disposal by the Umbria Region Archaeological Superintendent. The wood was in a good state of conservation, owing to the impermeability of the embedding clay. Ring widths were measured with Dendroware Aniol; mean value, standard deviation, autocorrelation coefficient and mean sensitivity were calculated. Abrupt growth changes were also calculated and a spectral analysis was performed to obtain indications on past climate lengths of period. An image analysis system was used to investigate anatomical features. Preliminary tracheidograms were elaborated, and a floating curve of 565 years was built. The first period of the tree life is characterized by narrow rings, then by large ring widths for about 60 years. This pattern may be explained by the social status of the tree within the forest. Subsequently, a light biological trend is shown. In regard to the dendrochronological statistical parameters, the mean sensitivity value was calculated at 100 year intervals (see Table 1): the value is in fact high for the total period of 565 rings (0.332) but it is not constant over the whole period. The recorded increase might indicate a worsening in the external ecological conditions; however it is difficult to date environmental modifications in a particular tree life period. As a matter of fact, if abrupt growth changes are taken into account, we see that these are slight, recorded for short periods and present over the whole length of the curve. Thus we think that any environmental modification must have occurred step by step. The autocorrelation coefficient values support the observations made on mean sensitivity. Important results arise also from the analysis of the lengths of period (Table 2; Fig. 16-18). These were calculated for the total 565 years of the curve and at 100 year intervals such as the dendrochronological statistical parameters. Second and 3rd order frequencies are the most common. The distribution in the real curve is at the right of the theoretical distribution indicating a climate tending to the oceanic one. From the interval analysis a decrease of the 3rd order frequencies versus an increase in the 2nd order ones, can be seen. In particular, unannual variations reach the 62% frequency in the last 65 years, suggesting a notable degree of environmental variability and a trend towards a continental climate. Beside frequency, other high and medium fluctuations seem to be distinguishable. Spectral analysis allows to isolate 5-6 and 11 year fluctuations, whereas 22 year fluctuation does not appear (Fig. 19). A study by Attolini *et al.* (1988) on the same area should be used for comparison. The anatomical analysis provides information on short period. Tracheidograms indicate a species having a regular growth after an initial pause such as occurs in present conifers at high altitudes. The number of cells of latewood is $1/5 \pm 1/3$ of the total number of ring cells. Three variables were taken into account: tracheid lumen diameter; total tracheid diameter; and wall thickness. Tracheidograms show a remarkable variability in cell diameter from the 10th to the 15th element (Fig. 20). This suggests a greater sensitivity of the species to the climatic conditions during the early phases of cambial activity. The tracheid lumen diameter shows a greater variability from the 20th to the 24th element with a maximum in the 23rd element. The cell wall thickness shows the greatest variability in the region of the 19th and 23rd element (Fig. 20b, c). This may be due to the different typology of annual rings, in particular to the more or less abrupt transition from large lumen and thin walled cells to small lumen and thick walled cells. Finally, an abrupt decrease in cell dimension just before latewood is recorded. Perhaps this is to be attributed to scarce raining (Fig. 21). Although if the study was carried out on one sample only, some preliminary conclusions can be drawn: - xylematic typology seems to indicate a seasonal fluctuation; - ring boundaries are in fact visible and both earlywood and latewood are well distinguishable; - in the case of intra-annual variations, different modes of transition from earlywood to latewood among rings are present and in most of them, an abrupt transition from earlywood to latewood is recorded, evidencing a sudden change of an external factor (temperature?) which led to a vegetative stasis. In rings where the transition from earlywood to latewood is gradual (slight decrease in the cell lumen and slight increase in cell wall thickness) the impact of seasonal changes on tree life is probably less abrupt. Tracheidograms typology well illustrates seasonal differences. Although the floating curve cannot be dated, it can be assumed that the climate controlling the Dunarobba Fossil Forest tended to the oceanic type, even if modifications toward a more continental climate may be hypothesised.

Malacological aspects - The DFF deposits contain a rich continental malacofauna which can be distinguished into two different assemblages: one - dominated by terrestrial pulmonates - is found in the clays encrusting the trunks (*lithofacies c* of hydromorphic paleosols) and indicates a forest environment with a swampy to very hygrophilous substratum; the occurrence of molluscs, typical of slowly moving water in sediments near the trunks marks the passage from *lithofacies c* to *lithofacies d*. The other assemblage - dominated by aquatic prosobranchiopods - characterizes the sediments of *lithofacies b, a, g* and *i* and is indicative of a submerged environment with moving-, slowly moving- or stagnant water. Both assemblages suggest climatic conditions warmer than the present ones. The assemblage with prevalent terrestrial pulmonates is chronostratigraphically attributed to Pliocene, because of its close resemblance to the molluscan faunas from the Pliocene deposits of Piedmont (Traversa F.U.), France and Germany. The second assemblage neither proves nor excludes a Pliocene age. It comprises an endemic group of species recognized in other two Umbrian formations: Fosso Bianco (FBf) and Ponte Naja formation (PNf) at the Toppetti quarry near Tod, both attributed to Pliocene (FBf is Middle Pliocene in age). It can thus be concluded that the pulmonates assemblage points to a Pliocene age of deposits, while the prosobranchiopods assemblage spreads from Middle Pliocene to Early Pleistocene.

In conclusion, stratigraphic, palynological, and paleomalacologic data indicate that the Dunarobba Fossil Forest can be attributed to a time span in the Pliocene with climatic conditions which were warmer and more oceanic than the present ones. The dendrochronological study of a *Taxodioxyton gypsaceum* sample indicates a change towards worse and more continental climatic conditions; this observation is confirmed by palynological evidence, in particular by a decrease of the *Sciadopitys* pollen frequency.

RIASSUNTO - *La Foresta Fossile di Dunarobba (Terni, Umbria, Italia centrale): contesto litostratigrafico, sedimentologico, palinologico, dendrocronologico e paleomalacologico* - Il Quaternario *Italian Journal of Quaternary Sciences*, 8(2), 1995, 465-508 - La Foresta Fossile di Dunarobba (FFD) costituisce uno dei pochi casi conosciuti in letteratura in cui si osservano tronchi di alberi *in situ*, alti fino ad 8 m e conservati in gran numero (più di 50). La FFD è sita presso il paese di Dunarobba (Terni, Umbria, Italia centrale). I depositi che contengono la FFD appartengono al Bacino Tiberino, un bacino estensivo che taglia l'Umbria in direzione NNO-SSE, diramandosi in due parti vicino Perugia. Questo bacino è riempito da depositi continentali di età dal Pliocene all'attuale. Nel tratto compreso tra Marsciano e Terni (area dove è localizzata la FFD) sono state riconosciute quattro unità litostratigrafiche, dal basso verso l'alto: - formazione di Fosso Bianco (fFB, Pliocene medio-superiore), sedimentata in un complesso sistema lacustre; - formazione di Ponte Naja (fPN, Pliocene superiore), depositatasi su una conoide alluvionale; - formazione di S. Maria di Ciciano (fSMC, Pleistocene inferiore), che rappresenta la deposizione di un sistema fluviale; - formazione di Acquasparta (fA, Pleistocene inferiore), formata in piccoli ed isolati bacini lacustri a deposizione carbonatica. La FFD è contenuta all'interno della formazione di Fosso Bianco in depositi attribuiti a margine costiero paludoso. I sedimenti che seppelliscono i tronchi (subassociazione di facies C1, *lithofacies a-e*) sono costituiti preva-

lentemente da peliti, in minima parte da ligniti e sabbie. La base dei tronchi si appoggia sempre su limi argillosi grigio bluastrici (*facies c*), attribuiti a paleosuoli poco evoluti e idromorfi; limi argillosi con lamine limoso-sabbiose, ondulate e interrotte, e rare laminazioni incrociate (*facies b*) ed argille limose con lamine piano parallele e continue (*facies a*) formano rispettivamente depositi originati da un debole moto ondoso (o effetto di processi deposizionali distali di un sistema deltizio) e piccoli stagni in un'area palustre costiera; la lignite (*facies d*) costituisce i depositi organici di una palude alberata, mentre rari corpi lenticolari di sabbie (*facies e*) possono essere attribuiti a moto ondoso (o all'attività di un sistema deltizio). L'ambiente deposizionale della FFD (subassociazione di *facies C1*) si configura come un'area soggetta ad allagamenti in cui la falda freatica era in corrispondenza o al di sopra dell'interfaccia deposizionale per gran parte dell'anno (palude s. l.). La conservazione di tronchi *in situ*, alti fino a 8 m, è stata attribuita a lenti e continui processi di sedimentazione che, contemporaneamente ad una veloce subsidenza, seppellivano i tronchi durante la loro vita. Nelle vicinanze della FFD affiora una successione di margine lacustre non contenente tronchi *in situ* (subassociazione di *facies C2*). Questa successione è caratterizzata da depositi sabbiosi lenticolari mostranti laminazioni piano parallele ed ondulate (*facies f*) alternati ad argille limose (*facies g*), che costituiscono sequenze formate rispettivamente durante il moto ondoso di tempesta e durante il bel tempo. Questi depositi sono coperti da limi sabbioso-argillosi pedogenizzati, con alla sommità uno strato di lignite (*facies h*), interpretabile come un paleosuolo idromorfo. Il paleosuolo è seguito verso l'alto da calcari laminati con una ricca fauna dulcicola (*facies i*), formata in un piccolo bacino lacustre costiero isolato dall'apporto clastico. La presenza di due differenti margini costieri (subassociazione di *facies C1* e *C2*) è probabilmente conseguenza della diversa attività del moto ondoso. Dove quest'ultimo era ostacolato o attutito da barriere morfologiche o dalla stessa vegetazione palustre i suoi effetti erano scarsi o nulli sui processi deposizionali (subassociazione di *facies C1*); dove invece l'attività del moto ondoso aveva diretta influenza sulla costa la successione sedimentaria è costituita da depositi legati a tempeste (subassociazione di *facies C2*).

Dal punto di vista palinologico è stata studiata una sequenza biostratigrafica relativa ai primi 350 cm del sedimento che inglobava uno dei tronchi fossili (tronco n. 49), ancora in posizione di crescita, inclinato, come tutti gli altri, di una diecina di gradi verso Nord-Est. Secondo Biondi & Brugiapaglia (1991), i tronchi sono risultati, fino ad ora, tutti monospecifici e sono stati identificati come *Taxodioxyton gypsaceum* (Göppert) Kräusel, con caratteristiche anatomiche molto simili all'attuale *Sequoia sempervirens* (Lamb.) Endl. Le analisi polliniche hanno rilevato (Fig. 14) una flora qualitativamente ricca, con una buona rappresentanza di entità terziarie non più presenti nell'attuale flora indigena italiana e con dominanza di pollini di piante arboree ed arbustive (AP), rispetto a quelle erbacee (NAP). Le entità forestali più rappresentate nel diagramma pollinico sono: tipo-*Sequoia*, tipo-*Taxodium* e *Pinus subgenus Haploxyton*, alle quali seguono, in scala decrescente, *Alnus*, *Larix*, *Abies*, *Picea*, *Pinus subgenus Diploxyton*, *Zelkova*, *Tsuga*, *Cycadaceae* (tipo-*Stangeria*), *Carya*, *Sciadopitys*, *Betula*, *Salix*, *Quercus* e *Castanea*; in forma sporadica sono stati riscontrati pollini di *Carpinus*, *Cedrus*, *Celtis*, *Ephedra*, *Eucommia*, *Fagus*, *Ilex*, *Juniperus*, *Ligustrum*, *Maclura*, *Nyssa*, *Ostrya*, *Pterocarya*, *Sambucus* e *Tilia*. Si ritiene che il polline classificato come tipo-*Sequoia* debba essere identificato come *Taxodioxyton gypsaceum*. Vengono evidenziate le condizioni climatiche di quel periodo sulla base del diagramma pollinico: un clima più caldo e più umido dell'attuale sia per la presenza *in situ* di piante come la *Sequoia* arcaica sia anche per l'abbondanza di spore di Pteridophyta insieme a qualche polline di tipo-*Tillandsia*, epifita che vive in ambienti subtropicali. Dal punto di vista edafico la paleo-*Sequoia* viveva in un ambiente soggetto a continue fasi alluvionali, come viene confermato anche dalla continua e abbondante presenza di Cyperaceae. Il rinvenimento inoltre di pollini di *Alnus* e *Salix*, insieme a quelli di Potamogetonaceae ed Alismataceae, evidenzia l'esistenza di corsi d'acqua a lento deflusso. Infine il costante rinvenimento di pollini di tipo-*Taxodium* fornisce un'ulteriore informazione circa l'esistenza di paludi costiere molto prossime alla zona di Dunarobba. Viene infine discusso il decadimento della curva di *Sciadopitys*, attribuendogli un significato climatico, un cambiamento cioè verso la continentalizzazione del clima. I risultati dendrocronologici sembrano confermare questa interpretazione. I risultati pollinici evidenziano che il deposito della FFD è di origine pliocenica con una *facies a Taxodiaceae* ben evidenziata; a causa però della limitata serie di sedimenti analizzati (cm 350), non è possibile dire a quale sua parte questo possa essere attribuito.

Dal punto di vista dendrocronologico, le analisi sono state condotte su un tronco di *Taxodioxyton gypsaceum* (Göppert) Kräusel, specie a legno omoxilo, messo a disposizione dalla Soprintendenza Archeologica dell'Umbria. Le osservazioni macro e microscopiche condotte su campioni prelevati dal tronco hanno evidenziato variazioni incrementali ben distinte legate ad un periodo di attività ed a un periodo di stasi vegetativa. Infatti sono riconoscibili zone di legno con cellule a lume relativamente ampio e pareti cellulari sottili e zone di legno con cellule di chiusura ben definite. Attualmente questa tipologia xilematica è riconducibile all'alternanza delle stagioni annuali. Durante il periodo di attività vegetativa le piante registrano le variazioni ambientali traducendole in incrementi anulari di differente entità e, all'interno dei singoli anelli, in una diversa proporzione di legno a cellule ampie ed a cellule sottili nonché in variazioni inter- e intra-anulari di densità dei tessuti. I dati di ampiezza anulare hanno permesso la costruzione di una cronologia di 565 anelli e quindi di una curva dendrocronologica fluttuante (*relative chronology*), nella quale sono riconoscibili variazioni ambientali di breve e di lungo periodo. I rilievi xilologici, la costruzione di *skeleton plot* e l'analisi d'immagine con la conseguente elaborazione di tracheidogrammi permettono di trarre ulteriori indicazioni sulla biologia e sul temperamento delle specie nonché sulle possibili caratteristiche stagionali.

Dal punto di vista malacologico i depositi della FFD hanno fornito una ricca malacofauna continentale, nell'ambito della quale si possono distinguere due tipi di associazione. La prima – dominata da polmonati terrestri – è stata rinvenuta nelle argille aderenti ai tronchi (*litofacies c* dei paleosuoli idromorfi) ed indica un ambiente boscoso con substrato da paludoso a fortemente igrofilo; in alcuni sedimenti vicini ai tronchi la presenza di molluschi di acque debolmente correnti corrisponde al passaggio dalla *litofacies c* alla *litofacies d*. La seconda associazione – dominata da prosobranchi acquatici – caratterizza i sedimenti di acque correnti, debolmente correnti o stagnanti delle *litofacies b, a, g ed i* ed è indicativa di un ambiente sommerso. Entrambe le associazioni suggeriscono condizioni climatiche più calde dell'attuale. Dal punto di vista cronostratigrafico la prima associazione è stata attribuita al Pliocene, poiché mostra forti affinità con le faune a molluschi provenienti dai depositi pliocenici del Piemonte (U.F. di Triversa), della Francia e della Germania. La seconda associazione non conferma, ma neppure esclude, un'età pliocenica. Essa comprende un gruppo di specie endemiche rinvenute in altre due sezioni umbre: Fosso Bianco (fFB) e la cava Toppetti presso Todi (fPN), entrambe attribuite al Pliocene (Pliocene medio per la fFB e Pliocene superiore per la fPN). Concludendo, si può affermare che le ricerche stratigrafiche, palinologiche e malacologiche concordano nel ritenere che la FFD debba essere attribuita ad una fase del Pliocene con condizioni climatiche più calde delle attuali. Le analisi dendrocronologiche, unitamente a quelle malacologiche e palinologiche, hanno anche messo in evidenza condizioni tendenzialmente oceaniche, venendo a confermare l'*habitat* ed il clima in cui viveva *Taxodioxyton gypsaceum*. Il fatto poi che negli anelli annuali più recenti si sia rilevato un inasprimento climatico ed una modificazione in senso continentale, riscontrata dendrocronologicamente, verrebbe a confermare l'ipotesi, avanzata a livello palinologico, di una continentalizzazione del clima messa in evidenza dalla contrazione e rarefazione della curva di *Sciadopitys*.

Parole chiave: Depositi lacustri costieri, palude alberata, depositi da tempesta lacustre, palinologia, *facies a Taxodiaceae*, paleo-*Sequoia sempervirens*, dendrocronologia, analisi spettrale, tracheidogrammi, lunghezze periodali, malacologia, polmonati, prosobranchi, Pliocene, Bacino Tiberino, Italia centrale,

Key words: Coastal lacustrine deposits, swamp, tempestite lacustrine deposits, palinology, *Taxodiaceae* *facies*, palaeo-coast redwood, dendrochronology, spectral analysis, tracheidograms, length of periods, malacology, pulmonates, prosobranchipods, Pliocene, Tiber Basin, central Italy.

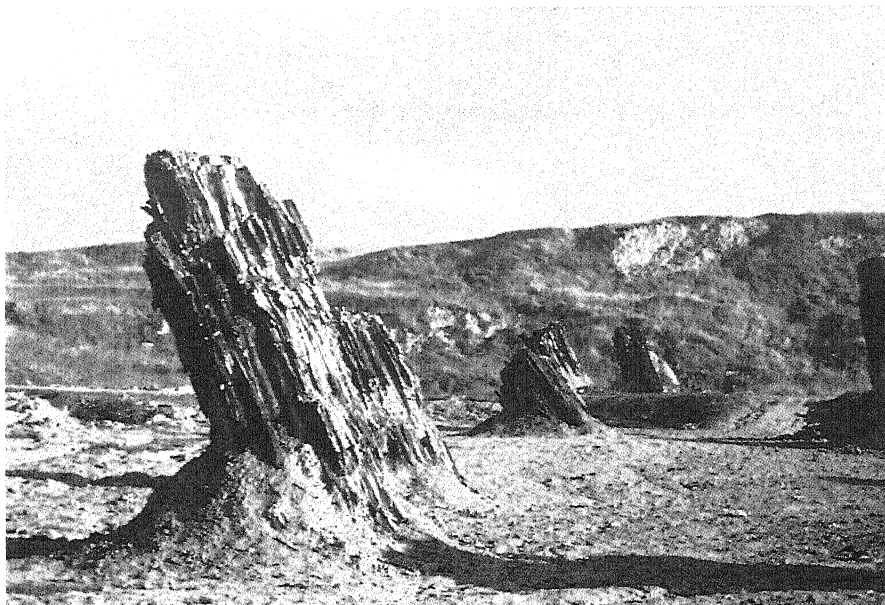


Fig. 1 - La Foresta Fossile di Dunarobba (FFD): circa 50 tronchi di alberi conservati in posizione vitale ed alti fino ad 8 m. La debole inclinazione verso destra in foto è connessa all'inclinazione degli strati. Il tronco in primo piano è alto 3 m.

The Dunarobba Fossil Forest (DFF): some 50 tree trunks, up to 8 m high, preserved in life position. The weak tilt toward the right of the trunk in the foreground is linked to the strata attitude. The trunk in the foreground is 3 m high.

1. INTRODUZIONE

La Foresta Fossile di Dunarobba (FFD) costituisce un esempio di giacimento fossilifero di interesse e rarità, perché rappresenta la conservazione *in toto* ed *in situ* di una foresta (Fig. 1).

Nella registrazione geologica è relativamente facile trovare in sedimenti continentali ceppi di alberi in posizione vitale: sono noti esempi nel Carbonifero superiore di Glasgow (Scozia), nel Paleocene del Montana, U.S.A. (Flores, 1981), nel Pennsylvaniano dell'Alabama (Gastaldo, 1986), nel Terziario della Polonia (Kasinski, 1991) e nel Pliocene di Villafranca d'Asti (Basilici, 1994). Tuttavia non è frequente incontrare alberi fossili in posizione vitale, in numero e spessore di seppellimento rilevante: McMillan (1986) riporta il caso del ritrovamento nel Canada artico di una foresta fossile paleocene-eocenica con circa 100 tronchi, conservati in posizione vitale e sepolti per 0.5-2.5 m.

La FFD conserva più di 50 tronchi fossili sepolti per almeno otto metri della loro altezza, su di una superficie non maggiore di 3 ettari, per questa ragione rappresenta un caso di estrema rarità nella registrazione geologica.

Questo lavoro è una sintesi dei risultati di una ricerca, condotta tra il 1991 ed il 1994, che ha avuto lo scopo di analizzare le condizioni ambientali che hanno portato alla formazione, evoluzione e conservazione della FFD. Gli autori che si sono occupati dei differenti aspetti sono citati nel titolo di ciascun paragrafo. Le conclusioni sono il prodotto di tutti gli autori. Il gruppo di ricerca ha curato gli aspetti litostratigrafici, biostratigrafici, sedimentologici e paleoecologici della FFD e delle aree limitrofe.

2. CARATTERI GEOGRAFICI E STRATIGRAFICI (a cura di G. Basilici & P. Ambrosetti)

I depositi che contengono la Foresta Fossile di Dunarobba fanno parte del Bacino sedimentario Tiberino di età plio-pleistocenica. Questo è localizzato in Umbria (Italia Centrale) (Fig. 2) e si estende da Città di Castello (Perugia) verso Perugia, dove è suddiviso in una parte occidentale, che arriva fino a Terni, ed una orientale, che giunge fino a Spoleto (Perugia). La forma di questo bacino sedimentario ricalca in pianta una "Y" rovesciata e si estende per circa 1800 km².

Il Bacino Tiberino è un bacino intermontano, localizzato al margine occidentale della catena appenninica. Secondo gli autori (Lavecchia, 1988; Sartori, 1989) è nato come conseguenza dell'apertura del Mar Tirreno; dal Miocene superiore quest'ultima area è stata caratterizzata da una tettonica distensiva, i cui effetti sul margine occidentale della penisola italiana portarono allo sviluppo di graben distribuiti secondo un allineamento *en échelon* lungo una direzione media NO-SE.

I depositi plio-quadernari continentali del ramo sud-occidentale del Bacino Tiberino si appoggiano tramite una discordanza angolare sui sedimenti carbonatici o clastici di età meso-cenozoica, i loro limiti sono concordi con le direzioni delle principali faglie distensive.

La geologia del ramo sud-occidentale del Bacino Tiberino è stata ricostruita sulla base della misura ed analisi di facies di 30 sezioni naturali e di 15 perforazioni a carotaggio continuo eseguite per scopi geotecnici o scientifici e di un rilevamento geologico (Fig. 3A). Stratigrafia e sedimentologia del Bacino Tiberino sono state trattate con

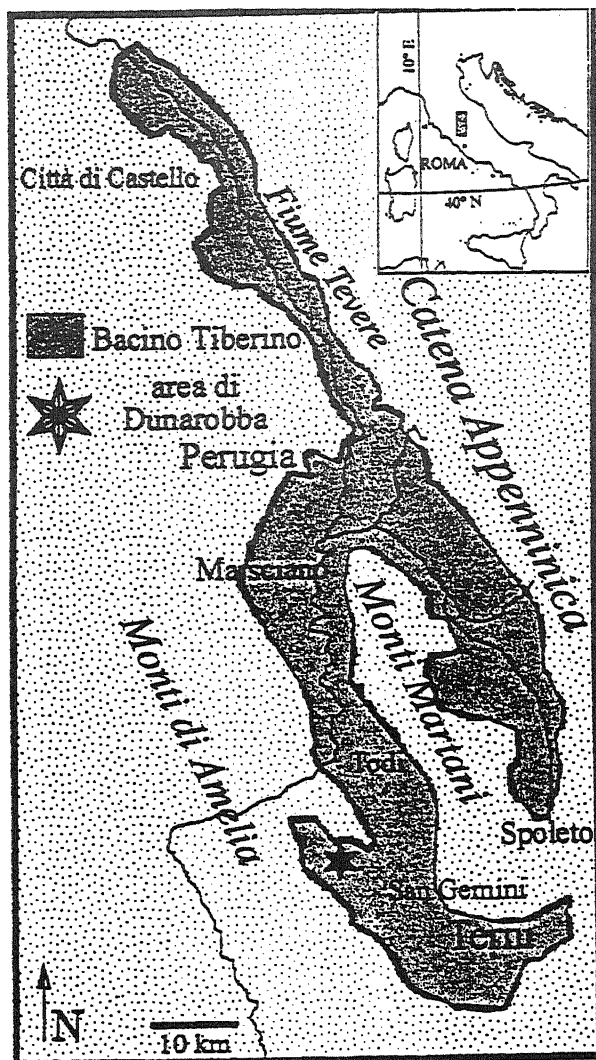


Fig. 2 - Localizzazione del Bacino Tiberino di età Plio-Quaternaria. Con la stella è indicata l'area di Dunarobba, oggetto di questo studio.

Location of the Plio-Quaternary Tiber Basin (Umbria, central Italy). With the star shows the Dunarobba studied area.

dettaglio in altri lavori (Basilici, 1992; Ambrosetti *et al.*, 1994; Basilici, 1995).

Nel ramo sud-occidentale del Bacino Tiberino sono state riconosciute quattro unità litostatigrafiche, attribuibili al rango di formazioni, che registrano l'evoluzione da un profondo sistema lacustre, ad una piana alluvionale ed infine a piccoli e poco profondi laghi, localizzati nella parte orientale del bacino.

Il massimo spessore dei depositi, riconosciuto da misure stratigrafiche dirette o sezioni geologiche, è approssimativamente di 500 m. Tuttavia informazioni gravimetriche (Ambrosetti *et al.*, 1993) ipotizzano un maggiore spessore del riempimento sedimentario con un massimo di 2300 m nei pressi del paese di Collevalenza e un depocentro leggermente verso est rispetto all'asse del bacino (Fig. 3B).

Le quattro formazioni sono state chiamate (Basilici,

1992): formazione di Fosso Bianco (fFB), formazione di Ponte Naja (fPN), formazione di S.Maria di Ciciliano (fSMC) e formazione di Acquasparta (fA) (Figg. 3 e 4).

La formazione di Fosso Bianco (fFB) è spesso fino a 250 m; giace in discordanza sulle unità preplioceniche ed è costituita da argille marnose grigio bluastre e secondariamente da ghiaie, sabbie e argille ghiaiose. Resti paleontologici (pollini, semi e malacofauna) permettono di attribuire questa unità al Pliocene medio-superiore (Basilici *et al.*, 1995; Ciangherotti *et al.*, questo articolo). La fFB si è formata in un grande lago e mostra una grande varietà di facies deposizionali, che corrispondono ad ambienti di lago profondo e aperto, margini lacustri e delta.

La formazione di Ponte Naja (fPN) si estende solo su 6 km², quasi esclusivamente intorno alla città di Todi; il suo spessore affiorante raggiunge 140 m; resti di mammiferi attribuiscono questa formazione al Pliocene superiore. Limi argilloso-sabbiosi e argille limose costituiscono la maggior parte dei depositi, ghiaie o sabbie ghiaiose sono meno frequenti. L'analisi di facies ha mostrato che la fPN si è formata sulla parte distale di una conoide alluvionale. La localizzazione regionale di questa unità sul margine occidentale del Bacino Tiberino e le relazioni biostratigrafiche permettono di interpretare la fPN come formata ai margini del sistema lacustre testimoniato dalla fFB.

La formazione di S.Maria di Ciciliano (fSMC) è costituita da circa 150 m di argille limose o limi argillosi alternati a corpi sabbiosi, spessi in media 6÷7 m. Nella parte meridionale dell'area studiata questa è in contatto discordante sulla fFB. Resti di vertebrati, molluschi e vegetali la attribuiscono al Pleistocene inferiore. Le strutture sedimentarie dei litosomi sabbiosi suggeriscono che questi si sono formati in canali meandriiformi; le litologie fini costituiscono i depositi della piana di inondazione del sistema fluviale.

La formazione di Acquasparta (fA) è formata da depositi lacustri carbonatici e travertini s.s. Questa formazione è distribuita solo sul margine occidentale del Bacino Tiberino lungo la Catena Martana e mostra variabile spessore, in media intorno a 50 m; resti di malacofauna l'attribuiscono al Pleistocene inferiore. Le strutture sedimentarie e il contenuto paleontologico testimoniano che questi depositi si sono formati in piccoli laghi e paludi.

La FFD fa parte della formazione di Fosso Bianco ed è inserita all'interno del contesto deposizionale di un vasto sistema lacustre di età pliocenica.

2.1 Aspetti sedimentologici (a cura di G. Basilici)

2.1.1 Il sistema lacustre

I depositi che contengono la Foresta Fossile di Dunarobba fanno parte di un sistema deposizionale lacustre di età pliocenica, nel quale sono state riconosciute quattro associazioni di facies. I sedimenti si sono formati sul fondo del lago a largo (associazione A), su delta (associazione B), lungo le coste (associazione C) e su conoidi

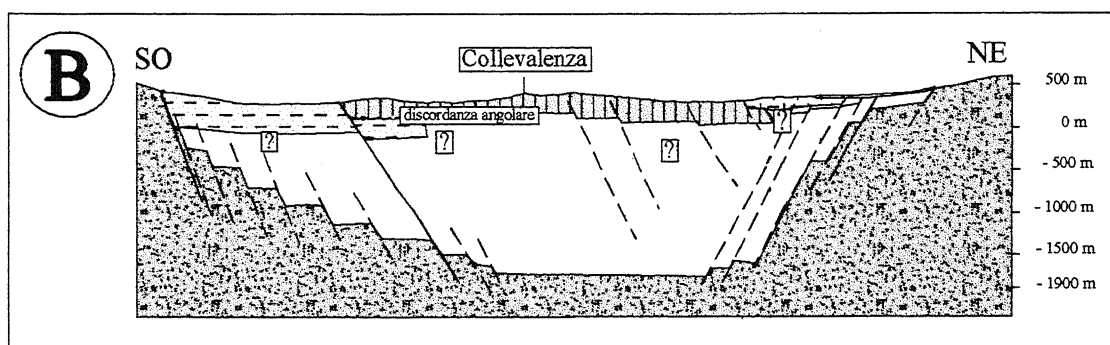
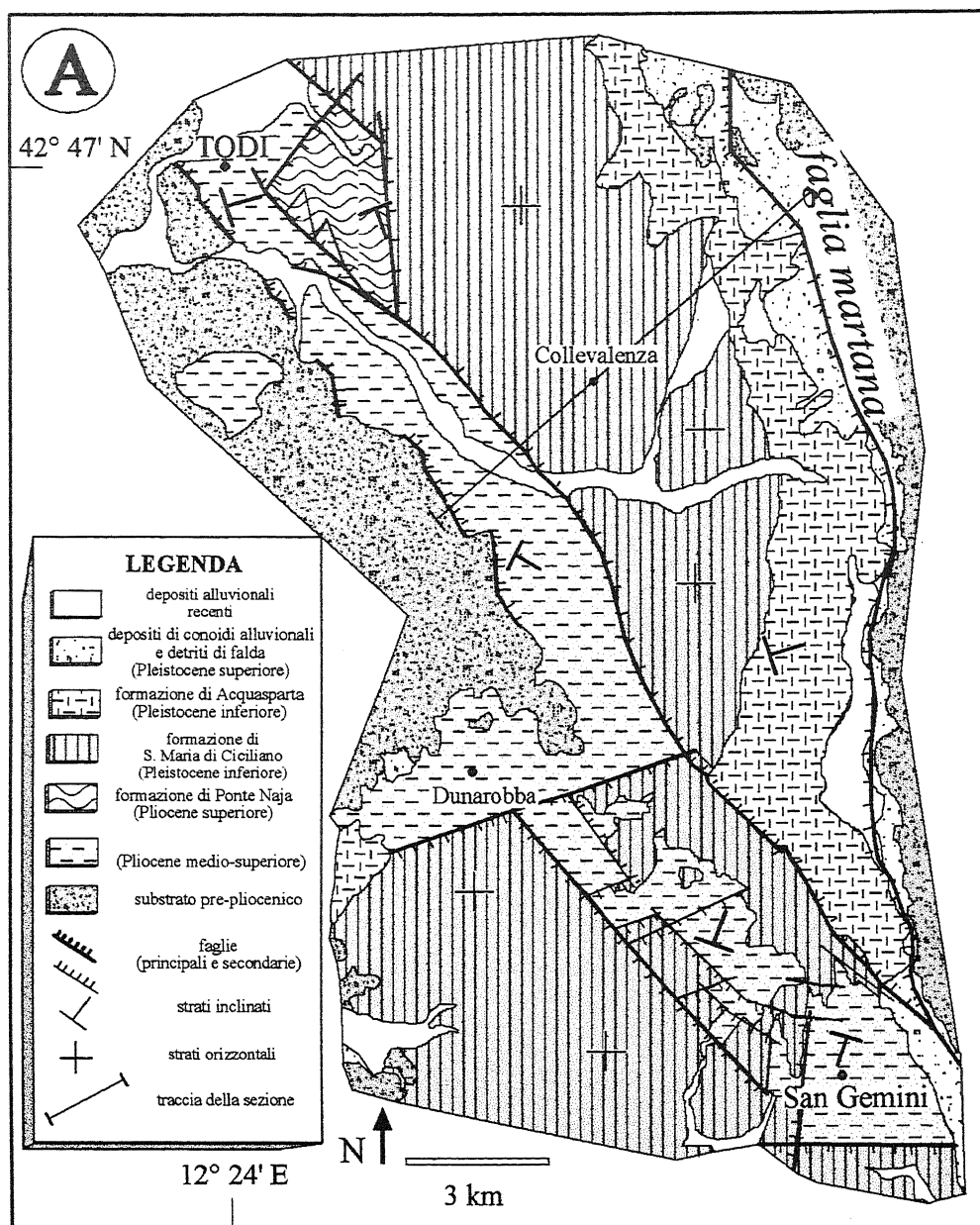


Fig. 3 - (A) Carta geologica dell'area studiata (la carta geologica è tratta da un rilevamento di G. Basilici alla scala 1:10000). (B) Sezione geologica schematica del Bacino Tiberino (localizzazione e legenda in 3A). La distribuzione superficiale delle unità litostratigrafiche deriva dal rilevamento geologico, mentre la posizione del substrato prepleiocenico deriva dai dati gravimetrici (Ambrosetti *et al.*, 1993).

(A) Geological map of the studied area (the geological map is from an original 1:10,000 map surveyed by G. Basilici). (B) Schematic cross-section of the Tiber Basin (location and legend in 3A). The lithostratigraphic units surface distribution is given on the basis of the geological survey, whereas the position of the pre-Pliocene substratum has been obtained from gravimetric data (Ambrosetti *et al.*, 1993).

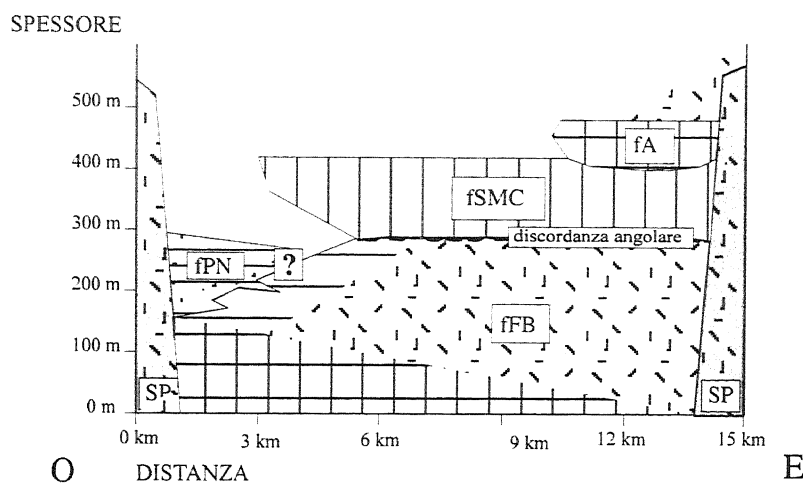


Fig. 4 - Litostratigrafia del tratto sud-occidentale del Bacino Tiberino. fFB = formazione di Fosso Bianco (Pliocene medio-superiore); fPN = formazione di Ponte Naja (Pliocene superiore); fSMC = formazione di S.Maria di Ciciliano (Pleistocene inferiore); fA = formazione di Acquasparta (Pleistocene inferiore). Tra la fFB e la fSMC esiste una discordanza angolare. Il punto interrogativo è legato a mancanza di dati.

Lithostratigraphy of the southwestern portion of the Tiber Basin. FBf = "Fosso Bianco" formation (Middle-Late Pliocene); PNf = "Ponte Naja" formation (Early Pliocene); SMCf = "Santa Maria di Ciciliano" formation (Lower Pleistocene); Af = "Acquasparta" formation (Early Pleistocene). Between the FBf and SMCf there is an angular unconformity. Question mark indicates lack of data.

al margine del lago (associazione D) (Fig. 5). I maggiori criteri per l'identificazione delle facies sono la litologia, la forma e la continuità degli strati, le strutture sedimentarie, il contenuto paleontologico e la distribuzione geografica. Le associazioni di facies A, B e C fanno parte della formazione di Fosso Bianco, mentre l'associazione D corrisponde alla formazione di Ponte Naja.

La maggior parte del sistema deposizionale lacustre era occupato da acque, la cui profondità probabilmente era di parecchie decine di metri. In questo ambiente si sono depositate argille marnoso-limose, massive (associazione di facies A, Fig. 5), prodotte per decantazione da flussi intermedi o superficiali (*inter- o overflow*) (Lambert & Hsu, 1979); ad esse si intercalano lamine di sabbie molto fini o limi, generate da correnti di torbida di bassa densità, oppure marne argillose, grigio bluastre scure, contenenti una maggiore quantità di sostanza organica e connesse a periodi di alta produttività organica del sistema lacustre. Questa associazione di facies è stata trovata fino ai margini prepliocenici del bacino, testimoniando coste con alta pendenza.

Nei pressi degli antichi margini del sistema lacustre si osservano depositi ritmici, costituiti da sottili alternanze di lamine di argillose marnose/limi o di argille marnose/calcarei. Si pensa che li abbiano originati differenti processi deposizionali alternati nel tempo: le lamine di argille marnose/limi si sarebbero formate vicino ai sistemi deltizi per processi di decantazione dalle acque sovrastanti (lamine di argille marnose) alternati a correnti di torbida di bassa densità (lamine limose), probabilmente connesse con le fasi di alluvione degli immissari del lago; le lamine di argille marnose/calcarei si sarebbero depositate in acque relativamente basse, dove i calcari sarebbero stati prodotti come conseguenza della stagionale attività fitoplanctonica, mentre le argille marnose rappresenterebbero la normale e continua sedimentazione clastica.

Alcuni piccoli corpi deltizi (associazione di facies B, Fig. 5) affiorano lungo i margini prepliocenici orientali ed occidentali; nelle successioni stratigrafiche è possibile osservare subambienti di prodelta e di delta. Sulle aree di prodelta differenti meccanismi deposizionali di tipo gravi-

tativo si alternarono con i normali processi sedimentari per decantazione di argille marnose: correnti di torbida di densità intermedia hanno depositato strati sabbiosi, mostranti strutture sedimentarie simili agli "intervalli di Bouma"; flussi di detrito e fango (*mud flows*) hanno prodotto grandi lobi di argille ghiaiose, testimoniando l'instabilità dei fronti deltizi. Gli affioramenti dei corpi deltizi corrispondono a strati ghiaiosi, generati da flussi gravitativi, immergenti di 15°-20° e alti 25-50 m. Questi corpi ghiaiosi sono stati interpretati come i depositi della parte frontale di delta di tipo-Gilbert.

Gli affioramenti di depositi lacustri costieri (associazione di facies C, Fig. 5) sono localizzati nell'area della Foresta Fossile di Dunarobba; essi costituiscono l'oggetto di questo paragrafo.

Lungo i margini nordoccidentali dell'area studiata affiorano i depositi della parte distale di una conoide alluvionale (associazione di facies D, Fig. 5). Le litofacies sono costituite principalmente da limi argilloso-sabbiosi, generati da flussi non incanalati, e da limi argillosi, mostranti fenomeni pedogenetici, interpretati come paleosuoli poco evoluti (Basilici, 1995). Alcuni depositi di canali ghiaiosi, nastriformi, tagliano le altre litofacies.

2.1.2 Associazione di facies C (depositi di margine lacustre)

I depositi di ambiente costiero lacustre affiorano principalmente a sud del paese di Dunarobba (TR) in corrispondenza di due cave per l'estrazione di laterizi di proprietà della F.B.M. (Fornaci Briziarelli Marsciano); altre informazioni sono state raccolte da perforazioni a carotaggio continuo eseguite nella stessa area. Piccoli affioramenti si trovano più a nord. Tutti questi affioramenti sono localizzati in corrispondenza, o nelle strette vicinanze, dei margini prepliocenici del bacino sedimentario, testimoniando un'identità tra quest'ultimi ed i margini del lago pliocenico.

Tra i depositi di margine lacustre sono stati riconosciuti due subassociazioni di facies, che costituiscono due tipi diversi di margini costieri: la subassociazione C1, nella quale è contenuta la FFD, è stata identificata come mar-

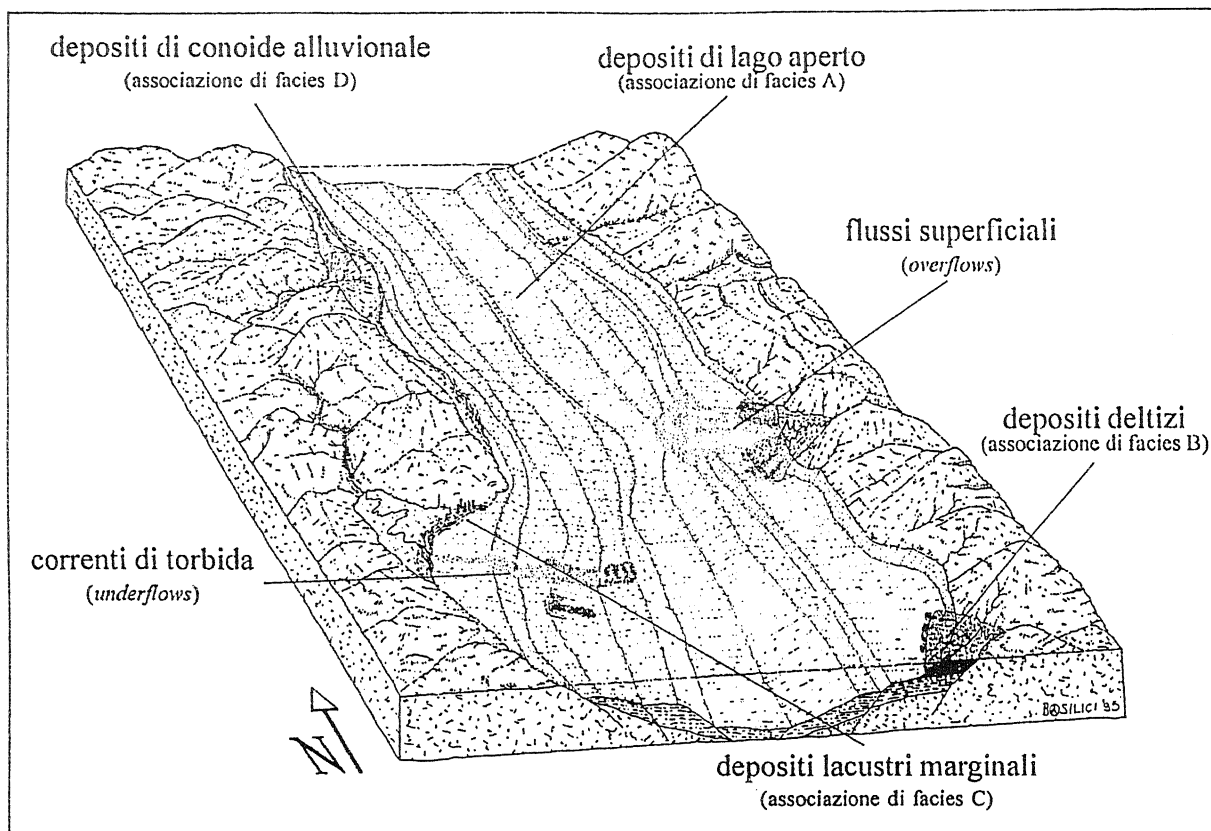


Fig. 5 - Ricostruzione paleogeografica e deposizionale del bacino lacustre nel Pliocene superiore nella stessa area mostrata in Figura 4. Si notino la distribuzione delle associazioni di facies e dei principali meccanismi deposizionali nella parte centrale del lago.

Paleogeographical and depositional reconstruction of the late Pliocene lacustrine basin. Distribution of facies associations and of main depositional mechanisms in the central part of the lake is worth noting. Same area as in Figure 4.

gine lacustre di tipo paludoso; la subassociazione C2 è stata interpretata come margine soggetto a moto ondoso.

Subassociazione C1 (margine lacustre di tipo paludoso) ⁽¹⁾

Questa subassociazione è caratterizzata quasi esclusivamente da litofacies clastiche di granulometria fine (argille limose). Sabbie medio fini e depositi organici (ligniti) si trovano in percentuali assai ridotte, rispettivamente del 7% e dell' 2.3%.

La subassociazione di facies C1 è stata esaminata negli affioramenti e nelle perforazioni per un totale di 85 m; in essa cinque litofacies sono quelle più frequenti e rappresentative, convenzionalmente sono indicate con le lettere minuscole (Fig. 6).

Litofacies a: argille limose con lamine regolari (depositi di piccoli stagni)

Descrizione. La litofacies a è distribuita con una percentuale del 12.5% in tutta la subassociazione ed è

costituita da argille marnose, debolmente limose, di colore grigio bluastrò scuro o marrone giallastro, se alterate superficialmente. Due elementi caratterizzano in modo peculiare questa litofacies: il contenuto fossilifero e le strutture sedimentarie.

I fossili sono formati prevalentemente da resti di foglie, disposte parallelamente o subparallelamente alla stratificazione e addossate l'una sull'altra; sono stati riconosciuti esemplari appartenenti ad angiosperme, conifere (foglie di *Glyptostrobus* sp.) e felci (*Osmunda* sp.) (E. Martinetto, com. pers., 1994) insieme a semi, frustoli e legni di dimensione centimetrica. Sono rinvenibili anche gasteropodi, lamellibranchi, ostracodi, decapodi e pesci di ambiente dulcicolo (Fig. 7A). Una ricca associazione di malacofauna è stata descritta da Esu & Girotti (1991), Crispino (1994) e Ciangherotti *et al.* (questo articolo), comprendente generi come *Emmericia*, *Lymnaea*, *Tournouerina*, *Bithynia* e *Pisidium*. L'associazione fossile è ben conservata: i resti sono sempre interi, i gusci di gasteropodi non sono riempiti di materiale terrigeno, i lamellibranchi hanno entrambe le valve conservate ed unite insieme, i carapaci dei decapodi hanno la struttura anatomica intatta.

Gli strati della facies a mostrano sottili lamine, parallele alla superficie dello strato e continue lateralmente, almeno su spazi di alcuni metri. Le lamine sono prodotte

(1) Con il termine palude si intende "un'area inondata e saturata da acque per una frequenza e tempo sufficiente per sostenere una vegetazione di tipo igrofilo" (U.S. Corp of Engineers, in Maltby, 1986); cioè un ambiente che per certi periodi dell'anno poteva avere il livello della falda al disotto della superficie.

da: a) variazioni granulometriche, lamine di limo o limo argilloso alternate ad argille limose; b) letti di foglie accumulate sulla superficie deposizionale, evidenziate da lamine nere submillimetriche; c) deboli variazioni cromatiche della luminosità (*value*, nella "carta dei colori di Munsell"; Oyama & Takehara, 1967) da nero bluastrò a grigio bluastrò, plausibilmente legate a variazioni del contenuto organico. Sono state osservate strutture nodulari, più o meno indurite, a volte inglobanti resti vegetali, di colore giallo chiaro all'interno e marroni rossastri nella parte esterna alterata, attribuibili a noduli sideritici.

Lo spessore di questa facies di norma è compreso tra 60 e 80 cm; l'unico affioramento bene esposto mostra un assetto tabulare degli strati per una larghezza e lunghezza di circa 6 m. Gli strati della facies a non hanno tuttavia una grande estensione laterale; non è stato infatti possibile usare i litosomi di questa litofacies come strati di riferimento per correlare sezioni o perforazioni distanti anche poche decine di metri.

La base degli strati della facies a ha contatto brusco con la sommità degli strati della facies c; invece il contatto tra la sommità degli strati della facies a e la base della facies c è graduale. I rapporti con gli strati della facies b sono invece sempre graduati.

Interpretazione. La litofacies a si è formata in condizioni di bassa energia ambientale, ne sono testimoni la granulometria fine e le strutture sedimentarie.

La granulometria può essere utilizzata come chiave per l'interpretazione sedimentologica. La litofacies a è costituita da argilla, più o meno limosa; affinché possa verificarsi la sedimentazione di materiale argilloso, è necessario che le condizioni energetiche del ambiente deposizionale siano nulle, o quasi, in modo che sull'interfaccia deposizionale possa essere permessa la decantazione dal fluido sovrastante delle particelle più fini. Gli ambienti sedimentari rappresentati da acque ferme rispondono a tali requisiti.

La colorazione grigio bluastra del sedimento può essere messa in relazione alla presenza della sostanza organica, testimoniata, oltre che dal colore, anche dall'ottimo stato di conservazione dei resti vegetali. Tali aspetti permettono di sostenere che l'ambiente, almeno al disotto dell'interfaccia deposizionale, era chimicamente riducente.

I tre diversi tipi di lamine osservati in questa litofacies sono tutti attribuibili a processi di decantazione: decantazione di materiale limoso, alternata a decantazione di materiale argilloso; decantazione di foglie; decantazione di materiale organico in diversa concentrazione. I caratteri geometrici e le dimensioni delle lamine assicurano che nessun altro processo di sedimentazione oltre la decantazione ha formato queste strutture sedimentarie e che quindi l'ambiente di sedimentazione era caratterizzato da acque stagnanti (Fig. 8).

I fossili conservati nella litofacies a mostrano evidenti caratteri di autoctonia. I seguenti aspetti permettono di giustificare tale asserzione: i gusci di gasteropodi e lamellibranchi dulcicoli non sono mai raggruppati secon-

do strati preferenziali o secondo le loro dimensioni, essi sono sempre interi e la loro superficie esterna non mostra forme di usura; l'interno dei gusci dei gasteropodi è spesso privo di sedimento e frequentemente è possibile rinvenire lamellibranchi con entrambe le valve unite. Pesci, decapodi e resti vegetali sono perfettamente conservati in tutte le loro parti anatomiche più delicate. Tutti questi elementi non sono compatibili con un'azione di trasporto fisico o biologico dei resti di organismi *post-mortem*. I resti fossili si sono quindi depositati all'interno della litofacies a semplicemente per accumulo (*sensu* Fernandez Lopez, 1984) nella stessa area in cui vivevano. Gli unici resti che indicano una relativa alloctonia sono i resti di foglie, per i quali è facile presumere che il meccanismo di trasporto fosse stato il vento.

Le indicazioni paleoecologiche indicano che la comunità biologica da cui derivano apparteneva ad un ambiente di acque dolci.

La conservazione delle sottili strutture sedimentarie e l'assenza o scarsità di strutture legate a bioturbazione registra condizioni inospitali (anossiche) al disotto dell'interfaccia deposizionale, connesse plausibilmente alla granulometria fine del sedimento. Anche i noduli sideritici testimoniano condizioni anossiche al disotto dell'interfaccia deposizionale. Noduli di carbonato di ferro (siderite) attualmente si formano in condizioni di diagenesi precoce a pochi decimetri di profondità nel sedimento. Numerosi autori riportano il ritrovamento di noduli sideritici in sedimenti di antichi ambienti di piana di inondazione fluviale, deltizi, lacustri o marini oppure in attuali ambienti palustri, dolci o salmastri; tutti ambienti caratterizzati dall'aver condizioni anossiche e riducenti, nei pressi o al disotto della superficie deposizionale (Ho & Coleman, 1969; Horne *et al.*, 1979; Flores, 1981; Melvin, 1987).

Non è possibile quantificare la profondità delle acque nelle quali si è formata la litofacies a; tuttavia, considerando che vi sono strette relazioni di alternanza o sovrapposizione con litotipi indicanti ambienti palustri (*litofacies c e d*), si possono supporre condizioni di acque molto basse, ipoteticamente intorno al metro. D'altra parte la ricca ed autoctona oritocenosi rinvenuta indica che la sedimentazione avveniva in ambienti lacustri all'interno della zona fotica e cioè in genere tra 0 e 10 m di profondità (Margalef, 1983).

La geometria degli strati di questa litofacies e la relazione con le altre litofacies indica che le dimensioni di questi piccoli bacini lacustri (stagni) non superava i mille metri quadrati e che lateralmente passavano ai subambienti registrati dalle *litofacies b, c e d*.

La litofacies a è simile ad argille grigio bluastrò, intercalate a limi e contenenti strati di foglie, rinvenute in perforazione nella piana d'inondazione del fiume Mississippi ed interpretate da Farrell (1987) come depositi di piccoli laghi scarsamente drenati sulla piana alluvionale. Sebbene la facies a sia stata interpretata come deposito di margine lacustre è interessante notare il parallelismo tra le due facies che, pur in un contesto deposizionale

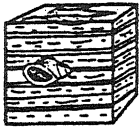
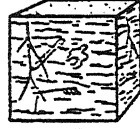


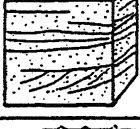


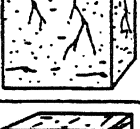

sub- associazione di facies	facies	litologia e dimensioni medie degli strati (altezza x larghezza)	strutture sedimentarie	fossili	schema grafico	interpretazione
C1 (MARGINE LA- CUSTRE PALU- DOSO)	a	argille marnose, grigio bluastro scure; 60-80 cm x <10 m	lamine piane, parallele e continue	foglie, gasteropodi, ostracodi, bivalvi e pesci di acqua dolce		piccoli ed isolati stagni localizzati nell'area interna della costa
	b	limi argillosi, grigio bluastro; 40-80 cm x <10 m	lamine di limo o sabbia fine, ondu- late, interrotte e irregolari	rari resti lignei e di gasteropodi dulcicoli		1) prodotto di un debole moto ondoso o 2) porzione marginale di un sistema deltizio; alta bioturba- zione legata ad ambienti di paludi costiere
	c	argille limose, grigio bluastro scure; 40-120 cm x < 10 m	assenti o rari residui di lamine di limo irregolari	alberi <i>in situ</i> , radici, gasteropodi terrestri di ambiente palustre		paleosuoli poco evoluti sviluppati in una palude costiera alberata
	d	ligniti; 20-40 cm x <20m	alternanze tra ligniti e sottili strati di argille organiche	resti vegetali arborei		depositi organici di in am- biente di palude costiera alberata
	e	sabbie molto fini - medie; 20-60 cm x < 5 m (?)	massive o laminazioni grossolanamente piano parallele	rari resti vegetali		1) prodotto di moto ondo- so o 2) depositi di piccoli delta
C2 (MARGINE LA- CUSTRE SOG- GETTO A MO- TO ONDOSO)	f	sabbie medio-fini; 1-110cm x 5-30 m	gradazione, lami- nazioni debol- mente inclinate o piano parallele, <i>wave ripples</i> alla sommità	rari resti vegetali e di gasteropodi dulcicoli		deposito di tempesta lacustre
	g	argille limose o limi argilloso-sabbiosi; 3-70 cm x <20 m	lamine piano pa- rallele di limo o sabbia, a volte laminazioni in- crociate	minuti resti vegetali in frammenti e gasteropodi dulcicoli		depositi per decantazione o debole trazione tra un evento di tempesta e l'altro
	h	limi sabbioso- argillosi e ligniti; 140 cm x >12m	assenti, solo nella parte più bassa residui di lami- nazioni incrociate	resti vegetali nelle ligniti, radici		paleosuolo idromorfo
	i	calcari; >3m x > 100 m	lamine piano pa- rallele e continue	gasteropodi, pesci, ostracodi dulcicoli e vegetali (alghe e resti di foglie)		stagno costiero isolato dall'apporto clastico

Fig. 6 - Schema riassuntivo delle facies descritte ed interpretate.
Synoptic table of described and interpreted facies.

differente, mostrano di essere state prodotte da analoghi processi deposizionali.

Litofacies b: limi argillosi con lamine irregolari (depositi di acque debolmente mosse)

Descrizione. La *litofacies b* è costituita da limi

argillosi di colore grigio bluastro, la cui distribuzione percentuale nella subassociazione C1 è del 27%. Questa facies forma strati con spessori di norma compresi tra 40 e 80 cm; né i dati superficiali che quelli profondi permettono di osservare la reale geometria di questi strati, ma è plausibile ritenere che su distanze laterali di poche deci-

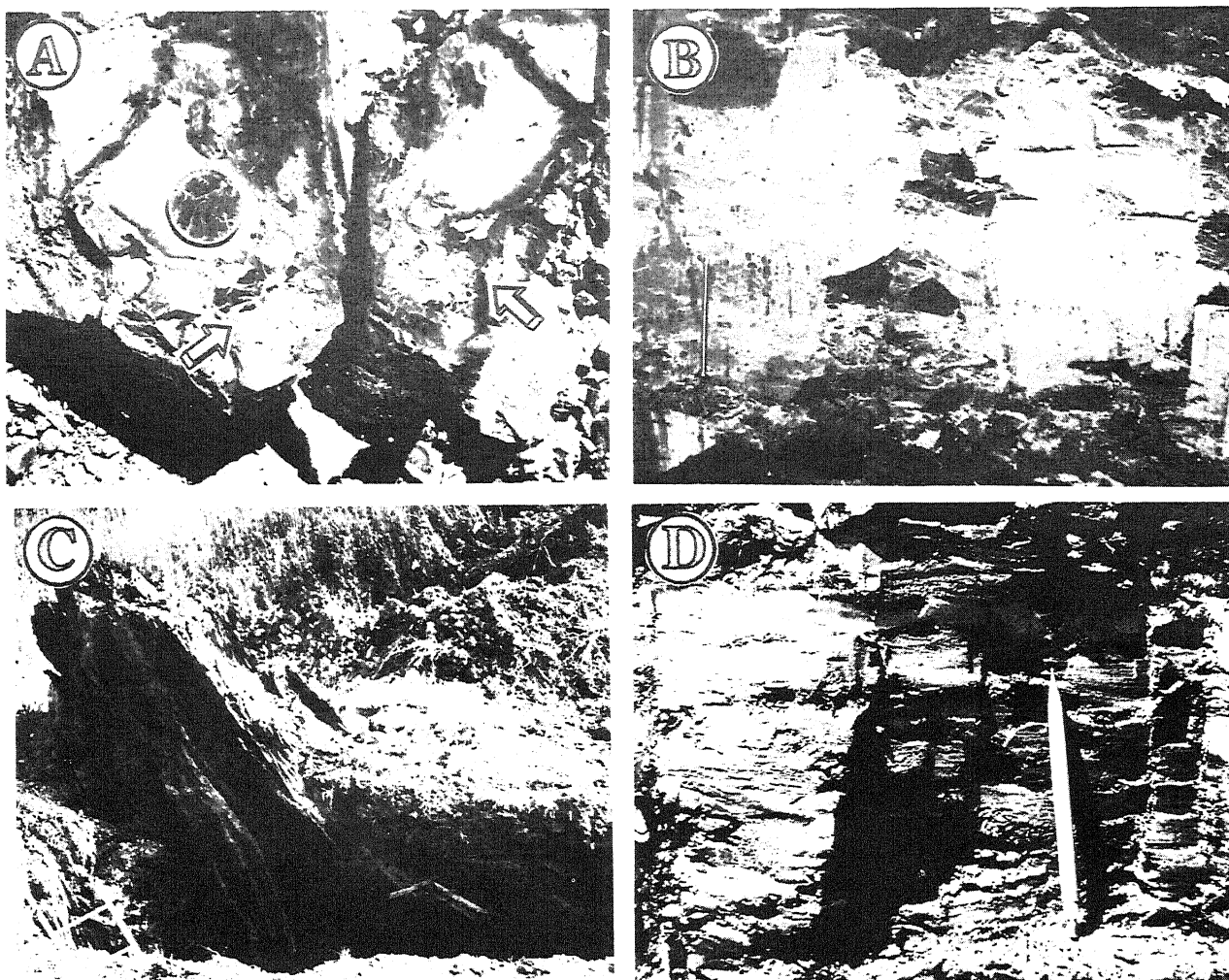


Fig. 7 - Principali facies della subassociazione di facies C1 (margine lacustre paludoso). (A) *Facies a*: argille limose con lamine piano-parallele e continue, sulle superficie di strato ricche in resti fossili di acque dolci; si noti il piccolo granchio indicato dalle frecce. (B) *Facies b*: limi argillosi con lamine limose irregolari e discontinue; il chiodo è lungo 7 cm. (C) *Facies c*: i tronchi della Foresta Fossile di Dunarobba sono radicati e spesso immersi in argille limose, grigio bluastrre, prive di strutture sedimentarie, contenenti malacofauna terrestre, radici, noduli calcarei o sideritici e superfici di scivolamento; il tronco è fuori dal terreno per circa 1.5 m. (D) *Facies d*: sottili alternanze di ligniti con argille organiche; le ligniti sono costituite da resti di vegetali arborei.

Main facies of C1 facies subassociation (lacustrine wetland margin). (A) *Facies a*: silty clays showing planar parallel and continuous laminae; freshwater fossil remains may be found on beds surface. Arrows indicate a little crab. (B) *Facies b*: clayey silt with irregular and discontinuous silty laminae. The nail is 7 cm high. (C) *Facies c*: the trunks of the Fossil Forest of Dunarobba are rooted in and often covered by bluish gray silty clays with no sedimentary structures and containing terrestrial malacofauna, roots, calcareous and sideritic nodules; slickensides are also present. The trunk sticks 1.5 m out of the soil. (D) *Facies d*: thin alternations of lignite and organic clay beds; lignite is made up of tree remains.

ne di metri questi si chiudano lateralmente per passare a strati delle *facies a* o *c*; la loro geometria è interpretabile come una lente più o meno appiattita (Fig. 8).

In questi strati si distinguono sottili lamine di limo o sabbia molto fine, spesse da meno di 1 mm a 2 mm ed alternate ad argille limose; geometricamente queste lamine sono descrivibili come piane o ondulate, subparallele e discontinue, a volte contorte o convolute (Fig. 7B). Le lamine limose non hanno mai una continuità laterale superiore al decimetro, inoltre mostrano frequentemente sottili variazioni di spessore. Molto raramente sono osservabili laminazioni incrociate di altezza non superiore a 0.5 cm, attribuibili ad increspature da corren-

te (*current ripples*). Interrompono le lamine numerose gallerie di organismi bioturbanti e fenomeni di deformazione postdeposizionali, legati a fluidificazione.

Noduli di siderite sono conservati anche in questa litofacies. Estremamente scarsi sono invece i resti fossili: pochi sono i vegetali conservati, rappresentati esclusivamente da resti lignei, e rarissimi sono i resti animali, rappresentati da gasteropodi e lamellibranchi dulcicoli.

Esistono frequenti contatti tra strati di questa litofacies e strati delle *litofacies a*, *c* e dell'associazione di facies A (ambiente lacustre profondo).

Interpretazione. L'ambiente deposizionale dove si è formata la *facies b* si differenzia da quello della *facies*

a, perché è caratterizzato da un apporto clastico di dimensioni granulometriche maggiori. I processi deposizionali possedevano una maggiore energia ed in certe condizioni permettevano anche la trazione di sedimento sul fondo. L'assenza di foglie e la presenza di frammenti lignei trasportati, di dimensioni superiori al centimetro, confermano che le condizioni energetiche deposizionali erano più alte che nella *facies a*.

L'interpretazione della litofacies e la sua organizzazione sequenziale permettono di dedurre che la *facies b* si è formata in un ambiente lacustre costiero. Le condizioni di affioramento tuttavia non sono sufficienti per identificare con sicurezza i processi responsabili della sedimentazione di questa litofacies. Se ne propongono tre i cui effetti possono essere anche sovrapposti: meccanismi legati all'azione del moto ondoso, a correnti lungo costa o ad un sistema deltizio.

L'azione di moto ondoso, registrata dalla subassociazione di *facies C2*, può essere invocata come causa generatrice della *facies b*: durante burrasche lacustri l'azione del moto ondoso può aver messo in sospensione nuvole di materiale clastico per poi ridepositarlo per decantazione lungo costa (Fig. 8).

Pennacchi o nuvole di sedimento possono anche essersi sviluppate come risultato di complesse correnti di flusso lungocosta (Sly, 1978).

Quando una corrente canalizzata sfocia in un bacino di acque calme i radicali cambiamenti delle condizioni idrauliche diminuiscono bruscamente la velocità del flusso e quindi la sua competenza, favorendo la deposizione del carico sedimentario (Bates, 1953; Elliot, 1986). Nell'ambiente lacustre costiero in studio possono essersi sviluppati processi di rapido mescolamento delle acque fluviali nelle lacustri (condizioni omopicali), che, sotto l'azione delle forze inerziali della corrente fluviale, disperdevano grandi quantità di sedimento (foci fluviali dominate da inerzia; Wright, 1977). Rapide oscillazioni di energia, che di norma caratterizzano questo tipo di flussi, avrebbero prodotto le lamine di differente granulometria. Le rare increspature da corrente potrebbero essere state originate da locali correnti di densità.

Le strutture sedimentarie sono frequentemente disturbate da fenomeni di deformazione fisica o biologica. I primi sono legati a processi di fluidificazione, connessi probabilmente con l'alto tasso di sedimentazione e scatenate da scosse sismiche, da tempeste (Martel & Gibling, 1991) o dall'eccessivo carico sedimentario. Le bioturbazioni possono essere legate all'attività di radici di vegetali igrofilo o di organismi privi di parti fossilizzabili (per esempio, anellidi).

I pochi resti fossili indicano condizioni di acque dolci.

I noduli di siderite hanno in questa litofacies lo stesso significato che hanno nella *facies a*; altri autori (Lin Changsong *et al.*, 1991) li hanno documentati in peliti interpretate come depositi di ambiente lacustre costiero.

Le alternanze verticali di questa *facies* con le altre, in particolare con la *facies a* e *c*, e le loro eteropie sono

prova della contemporanea presenza nello stesso ambiente deposizionale. Il passaggio da depositi della *facies b* a depositi della *facies a* rappresenterebbe il passaggio verso aree di acque più calme e probabilmente più adatte alla produzione e conservazione di resti fossili; il passaggio da depositi della *facies b* a depositi della *facies c* potrebbe significare il passaggio verso condizioni di emersioni (paludi costiere).

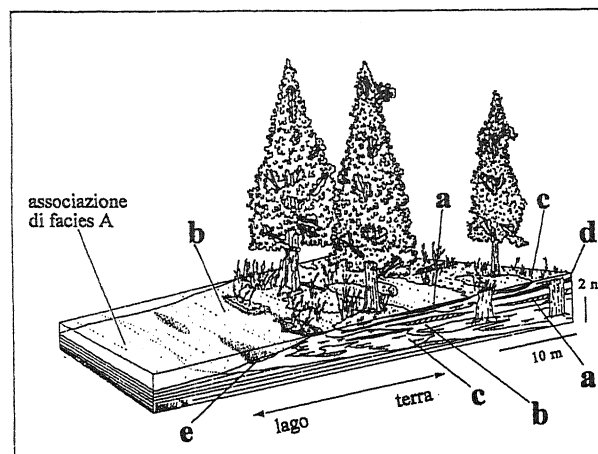


Fig. 8 - Schema deposizionale del margine lacustre paludoso (subassociazione di *facies C1*) con la distribuzione delle *facies*. Si veda il testo per maggiori spiegazioni.

Depositional sketch of the lacustrine wetland margin (C1 facies subassociation), with facies distribution. See text for details.

Litofacies c: argille limose o limi argillosi (paleosuoli idromorfi)

Descrizione. Gli strati della *facies c* sono i più abbondanti, costituendo il 36% dell'intero volume della subassociazione *C1*; il loro spessore è piuttosto variabile, da poco più di 1 cm a 3,7 m, ma in media hanno valori tra 40 cm e 120 cm. Alla scala degli affioramenti (massima estensione laterale 6 m) questi strati hanno uno sviluppo rettangolare, è tuttavia verosimile che la loro continuità laterale non superi la decina di metri.

La *facies c* è costituita da argille limose o limi argillosi, di colore grigio bluastru scuro; di norma gli strati non mostrano strutture sedimentarie, ma a volte compaiono lamine di limo alternate ad argille limose, localmente conservate come chiazze o "fantasmi", ed isolate da una massa omogenea. Si osservano anche screziature (*mottling*) di differente granulometria e dai contorni non ben definiti, attribuibili a bioturbazioni.

Spesso in questi strati sono contenuti noduli sideritici. Si rinvencono anche piccoli noduli calcarei (*glaebules*; Brewer, 1976), del diametro compreso tra meno di 1 mm e 1 cm e con percentuali di distribuzione che possono raggiungere il 15%. Superfici di scivolamento (*slickensides*) di origine pedogenetica sono frequenti.

E' stato osservato che i tronchi fossili sono radicati sempre nei litotipi della *facies c* (Fig. 7C). Altri resti vegetali lignei macroscopici possono raggiungere il 5%,

la maggior parte dei quali sono disposti ad alto angolo rispetto alla superficie di strato e sono interpretabili come radici. Tra i resti animali sono stati rinvenuti gasterodi terrestri del genere *Carychium*, *Negulus*, *Vertigo*, *Leiostylis* e grandi Helicidae (Esu & Girotti, 1991; Crispino, 1994; Ciangherotti *et al.*, questo articolo).

Spesso il contatto superiore degli strati della *facies c* con quello inferiore della *facies a* e *b* è di tipo brusco (*sensu* Birkeland, 1984).

Interpretazione. La *facies c* è considerata il prodotto di una iniziale attività pedogenetica (Fig. 8). I caratteri utilizzati per l'interpretazione di questa litofacies possono essere riassumibili in: a) aspetti di origine biologica, b) figure pedogenetiche, c) mancanza di strutture sedimentarie.

Gli aspetti di origine biologica più evidenti sono ovviamente i tronchi in posizione di vita, con tutto il corteo di radici connesse ad essi; l'età di vita dei tronchi, misurata sulla base degli anelli annuali di accrescimento, può essere stimata fino a 2000-3000 anni e permette di supporre che le condizioni adatte allo sviluppo di una comunità vegetale, quindi anche a pedogenesi, siano durate almeno altrettanto. Altri indizi di tipo biologico sono offerti dalla tanatocenosi animale: è stata infatti rinvenuta una comunità di gasteropodi polmonati, che vivevano sulla o poco al disopra della superficie del suolo. L'alto grado di bioturbazione (gallerie e *mottling*) può essere strettamente connessa con l'attività delle radici (fitoturbazione) e di quei organismi che durante la loro attività biologica scavavano e rimaneggiavano il suolo (Bown & Kraus, 1981; Retallack, 1990).

Le uniche figure pedogenetiche osservate sono: noduli (*glaebules*) calcarei e superfici di scivolamento (*slickensides*).

Carattere comune a questo tipo di paleosuoli è il colore scuro, attribuibile alla presenza di sostanza organica e di ferro allo stato ridotto, tipico di quei suoli nei quali, almeno per gran parte dell'anno, rimane acqua stagnante al loro interno; questo tipo di suoli sono detti idromorfi o *waterlogged soil* o *gley soil* (Duchaufour, 1977). Anche gli aspetti paleobotanici o paleozoologici testimoniano quanto osservato. Gli alberi in situ, interpretati sia come genere *Glyptostrobus* (Martinetto, 1994) o tipo-*Sequoia* (Biondi & Brugiapaglia, 1992; Meneghini & Paganelli, 1993; Paganelli & Meneghini, in questo articolo), erano specie vegetali che vivevano in un ambiente umido e soggetto ad allagamenti per gran parte dell'anno e che quindi costituivano una vera e propria palude alberata (*swamp*). L'associazione di gasteropodi conservata è attribuita ad organismi igrofili viventi in ambienti palustri (Ciangherotti *et al.*, questo articolo).

La *litofacies c* mostra uno scarso sviluppo degli elementi pedogenetici e manca di ben definiti orizzonti diagnostici. Ciò permette di ipotizzare che la *facies c* rappresenti paleosuoli con un grado di evoluzione (maturità) estremamente basso (paleosuoli immaturi). Stupisce tuttavia che lo spessore dei profili di questi paleosuoli raggiunga valori superiori ai 2 m e che nell'intero profilo mostrino con distribuzione omogenea le stesse caratteri-

stiche. Questa apparente incongruenza tra alto spessore e scarsa maturità può essere spiegata attraverso frequenti fenomeni di sedimentazione: quando la pedogenesi cominciava a svilupparsi sui depositi appena prodotti e si formava un orizzonte A, un successivo apporto di sedimento sollevava la superficie del suolo e sulla nuova superficie topografica ricominciava la pedogenesi; dopo un tempo relativamente lungo si era sviluppata una successione di orizzonti A con identiche ed omogenee caratteristiche ed in cui l'attività pedogenetica era ristretta solo alla porzione più superficiale (*Soil Survey Staff*, 1975). Il prodotto di questa attività è una sorta di pedocomplesso (Catt, 1990), prodotto dalla saldatura di un suolo sull'altro, nel quale ogni episodio pedogenetico è separato dall'altro dalla deposizione di poco sedimento. Questo tipo di paleosuoli si sarebbero formati in condizioni di alto, graduale e continuo tasso di sedimentazione, cosicché gli eventi pedogenetici avevano la possibilità di alterare i sedimenti mano a mano che questi si depositavano.

La *facies c* è simile alla *facies 3* (fanghi verdi) di Martel & Gibling (1991); anche questa mostra tracce di alberi e radici in posizione di vita ed è stata interpretata come formata sul margine palustre di un lago.

Litofacies d: ligniti (palude arborea)

Descrizione. La *litofacies d* è costituita da depositi organici di origine vegetale (ligniti), che nelle sezioni e carote esaminate della subassociazione C1 hanno una distribuzione molto ridotta (2.3%). Gli strati hanno uno spessore che varia in media tra 20 e 40 cm (Fig. 7D) e formano lenti, che, anche nel caso degli strati più spessi (75 cm), non superano i 20 m di estensione laterale. I resti vegetali che costituiscono la lignite sono quasi esclusivamente di natura legnosa (tronchi o rami), sono disposti orizzontalmente, hanno dimensioni molto varie (da pochi centimetri a 3 m) e non mostrano tracce di abrasione da trasporto; si rinvencono anche resti di foglie.

Intercalate alle ligniti si osservano, a volte, sottili strati di argille organiche, di colore grigio verdastro scuro contenenti resti di foglie e rami. Nelle ligniti non sono stati mai rinvenuti resti fossili animali.

La *litofacies d* è in contatto verticale con la *litofacies a* e *c*: nel primo caso le ligniti sono sovrastate con un contatto brusco da depositi di acque stagnanti (*litofacies a*); nel secondo caso le ligniti formano la parte sommitale di profili di paleosuoli (*litofacies c*) e con questi hanno un contatto di tipo chiaro (*sensu* Birkeland, 1984).

Interpretazione. I seguenti elementi mostrano che la lignite della *litofacies d* è di tipo autoctono, cioè accumulata nello stesso punto di produzione: a) Negli strati di lignite sono contenuti elementi vegetali di differenti dimensioni; se i resti vegetali avessero subito trasporto, avrebbero anche mostrato un certo grado di selezione nei confronti delle dimensioni. b) I resti di foglie non mostrano nessuna forma di usura, sono infatti conservate le più delicate strutture anatomiche. c) Le ligniti sono

associate a tronchi di alberi fossili in posizione vitale.

Sulla base delle caratteristiche dei resti vegetali accumulati e del contesto deposizionale è possibile ipotizzare che la *facies d* si sia formata in un ambiente palustre (Fig. 8). A causa della presenza di resti vegetali arborei la palude può essere classificata come alberata (*swamp*, nella terminologia anglosassone) (Martini & Glooschenko, 1985).

Sono state osservate sequenze verticali costituite, dal basso in alto, dalle *facies c*, *d* ed *a*; queste possono essere interpretate come effetto di un progressivo "annegamento" di un'area, che da un suolo idromorfo (*facies c*), passa ad una palude (*facies d*) e poi a un piccolo stagno (*facies a*).

Litofacies e: sabbie (depositi da moto ondoso?)

Descrizione. Tra i depositi della subassociazione di *facies C1* gli strati sabbiosi affioranti sono sporadici e mal scoperti, mentre quelli attraversati dalle perforazioni mostrano solo una porzione limitata dei loro caratteri. Per questa ragione la descrizione e l'interpretazione della litofacies sabbiosa non è esaustiva e molte delle considerazioni interpretative sono da considerare ipotetiche.

I depositi sabbiosi hanno una distribuzione del 7% e formano strati di spessore compreso tra 5 cm e 90 cm (in media compresi tra 20 e 60 cm); la loro forma geometrica non è definibile dalle condizioni di affioramento, tuttavia è plausibile ritenere che la loro continuità laterale sia limitata, poiché perforazioni distanti l'una dall'altra poche decine di metri non hanno attraversato lo stesso corpo sabbioso.

Le sabbie hanno una granulometria compresa tra sabbie molto fini a medie. Di norma sono massive, ma a volte mostrano laminazioni o lamine, grossolanamente piano parallele oppure ondulate, non parallele e discontinue, legate a variazioni granulometriche (sabbie molto fini alternate a limi argillosi). In pochi casi le sabbie sono organizzate in stratificazioni incrociate con *foreset* alti fino a 20 cm.

Sono stati rinvenuti solo frammenti lignei.

Interpretazione. Le strutture sedimentarie (lamine, laminazioni e stratificazioni incrociate) testimoniano che queste sabbie sono state prodotte da flussi trattivi, alternati a volte a rapidi processi di decantazione.

Tenendo in considerazione il contesto deposizionale ed in particolare le informazioni estratte dall'interpretazione delle altre litofacies è stato possibile formulare due differenti tipi di ipotesi genetica: a) sabbie prodotte da meccanismi legati al moto ondoso; b) sabbie prodotte da meccanismi trattivi connessi a piccoli delta.

I dati raccolti finora non sono quindi sufficienti per delineare un'ipotesi interpretativa dei corpi sabbiosi. Nello schema di Figura 7 si è voluto dare maggiore peso alla prima ipotesi, soprattutto perché l'ambiente deposizionale costiero della subassociazione di *facies C2* testimonia processi sedimentari legati all'attività del moto ondoso di tempesta.

Nel campo delle ipotesi non è tuttavia da escludere che questi corpi possano essere stati prodotti anche da correnti unidirezionali lungo costa, come anche è possibile che tutti e tre questi meccanismi possano aver par-

tecipato alla genesi di differenti corpi sabbiosi.

Subassociazione di facies C2 (margine soggetto a moto ondoso)

La subassociazione di margine lacustre soggetto a moto ondoso (subassociazione C2) è caratterizzata da litofacies clastiche (sabbie e limi argillosi), da carbonati e in minima parte ligniti. La subassociazione di *facies C2* è stata esaminata in una recente cava attiva della F.B.M., a soli 400 dalla FFD. Sono state distinte 4 litofacies indicate con lettere (Fig. 6).

Litofacies f: sabbie (depositi di tempesta lacustre)

Descrizione. Gli strati sabbiosi della *facies f* sono i più frequenti della subassociazione C2 (36.5%); gli strati sono di colore marrone giallastro ed hanno una geometria lenticolare, con base concava o piana e sommità piana o convessa; lo spessore varia da 1 cm a 110 cm. Lateralmente questi hanno una estensione proporzionale allo spessore, approssimativamente varia da 5-6 m per strati di spessore centimetrico a 20-30 m per strati di dimensioni superiori al decimetro. La granulometria varia da sabbia grossolana a limo grossolano; di norma gli strati sono costituiti da sabbia medio fine, con un grado di selezione da moderato a buono.

Gli strati sono sempre gradati. La parte inferiore di quasi tutti gli strati è formata da laminazioni inclinate a basso angolo e/o piano parallele, ciascuna lamina non è più spessa di 2 mm ed è prodotta da deboli variazioni granulometriche; spesso le lamine sovrastanti tagliano erosivamente quelle sottostanti e/o si dispongono su quest'ultime ad *onlap* (Fig. 9A). A volte queste laminazioni sono ondulate e lateralmente si incurvano sino a formare apparenti stratificazioni incrociate di piccole dimensioni, alcune di queste sono simili a stratificazioni incrociate concave larghe e basse; queste apparenti stratificazioni incrociate mostrano valori di immersione dei *foreset* piuttosto variabili. Nella parte sommitale di ciascuno strato le granulometrie più fini sono organizzate in laminazioni incrociate, spesso concave, e conservanti una forma esterna (*form set*) simmetrica. Talvolta si osservano strutture analoghe al tipo *spill-over ripple crests* (Seilacher, 1982), costituite da piccole lenti di sabbia ai lati dell'increspatura e separate sopra e sotto da limo argilloso.

I limiti inferiori e superiori degli strati della *facies a* sono sempre bruschi; solo di rado quello inferiore erode il substrato.

Gli strati sabbiosi più sottili (spessore 1-2 cm) sono lentiformi e costituiti da sabbie con laminazioni incrociate, alla sommità mostrandoci piccole increspature simmetriche; le loro creste sul piano di strato hanno direzione rettilinea.

Le sabbie non contengono resti fossili, a parte rari resti di vegetali e di gasteropodi dulcicoli, conservati come clasti insieme a ciottoli di argille e concrezioni sideritiche.

Nella successione stratigrafica studiata gli strati della *facies f* sono collocati subito al disopra dell'associazione di *facies A* (lago aperto e profondo) e si alternano con gli

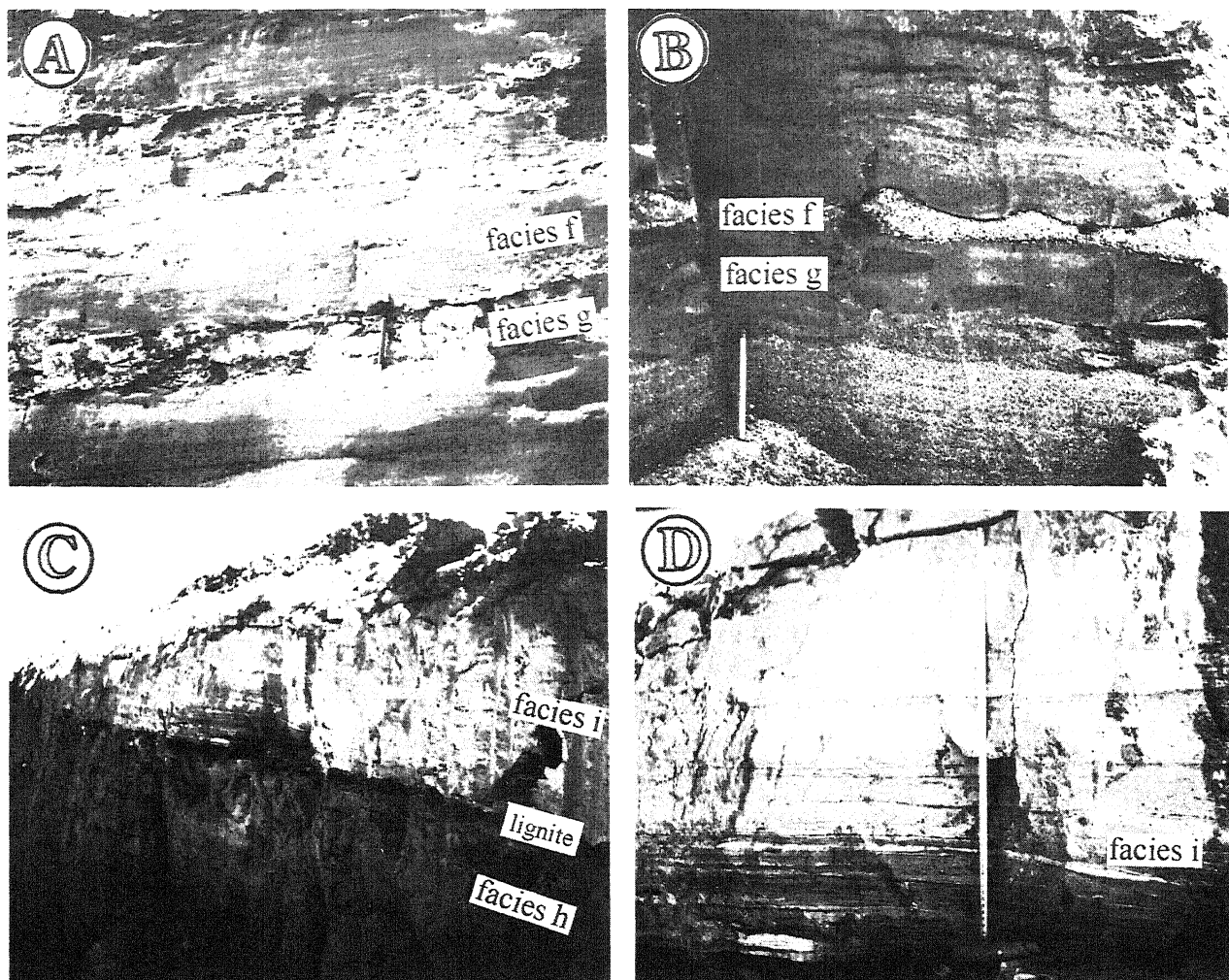


Fig. 9 - Principali facies della subassociazione di facies C2 (margini lacustre soggetti a moto ondoso). (A) *Facies f*: strati sabbiosi gradati con laminazioni debolmente inclinate o piano parallele; nella parte alta gli strati mostrano increspature da moto ondoso. (B) *Facies g*: argille limose massive o mostranti lamine piano parallele di limo o sabbia molto fine; questi depositi sono alternati con gli strati sabbiosi della *facies f*; in foto si osserva anche un sottile strato della *facies f* mostrante increspature da moto ondoso. (C) *Facies h*: questa facies è rappresentata da un intervallo spesso 140 cm, mostrante alla sommità uno strato di lignite di 5 cm e sotto limi sabbioso argillosi con tracce di pedogenesi. (D) *Facies i*: calcari mostranti lamine piane, parallele e continue; questi depositi sono molto ricchi in resti fossili di organismi dulcicoli.

Main facies of the C2 facies subassociation (lacustrine wave-dominated margin). (A) Facies f: graded sand beds with gently inclined or parallel laminations and with wave ripple marks in their upper part. (B) Facies g: either massive silty clays or showing planar parallel silty or sandy laminae; these deposits alternate with facies f sandy beds; wave ripples shaped on the thin sandy strata of facies f are clearly visible in the photo. (C) Facies h: this facies is formed by 140 cm thick soil the upper part of which being a lignite 5 cm in thickness and the lower part is a sandy clayey silt with traces of pedogenesis. (D) Facies i: limestone showing planar parallel and continuous laminae and containing freshwater fossil remains.

strati pelitici della *litofacies g*. Nella parte alta della successione studiata gli strati sabbiosi diminuiscono di spessore e frequenza ed i loro limiti diventano più sfumati.

Litofacies g: argille limose o limi argilloso sabbiosi (depositi da decantazione o da debole moto ondoso).

Descrizione. Nella successione studiata la *litofacies g* costituisce il 30.5% ed è collocata nello stesso intervallo stratigrafico degli strati della *litofacies f* con i quali si alterna (Fig. 9B). Gli strati di questa litofacies sono costituiti da argille limose o limi argilloso-sabbiosi di colore grigio bluastrò, alternati a lamine, piano-parallele e

continue o a volte convolute, di sabbie molto fini, limi o minuti resti vegetali. Lo spessore degli strati varia da 3 cm fino ad un massimo di 70 cm, la loro forma è lenticolare ed hanno una continuità laterale dell'ordine di poche decine di metri. Su superfici di strato preferenziali si rinvengono noduli di siderite.

Negli strati più grossolani (limi argilloso sabbiosi) si osservano laminazioni incrociate con *set* anche rampicanti, che sulla superficie di strato mostrano strutture del tipo *rib & furrows*.

I resti fossili macroscopici consistono in minuti resti vegetali e gasteropodi dulcicoli.

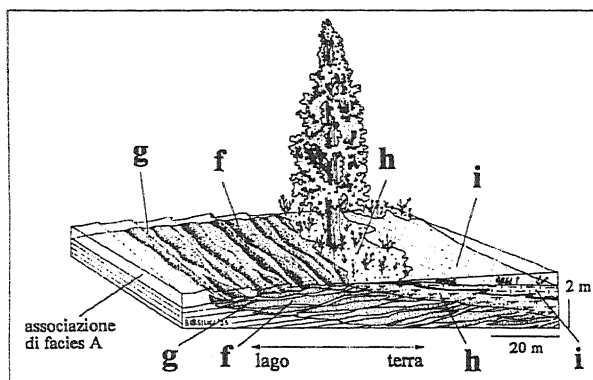


Fig. 10 - Schema deposizionale del margine lacustre soggetto a moto ondoso (subassociazione di facies C2) con la distribuzione delle facies. Si veda il testo per maggiori spiegazioni.

Depositional sketch of the lacustrine wave-dominated margin (C2 facies subassociation), with facies distribution. See text for details.

Nella parte alta della successione studiata (Fig. 12B) questi strati perdono la loro integrità: i limiti di strato sono spesso sfumati con gli strati della facies f e le lamine sono irregolari, spesso ondulate o interrotte.

Interpretazione delle facies f e g. Le litofacies f e g costituiscono la registrazione di un ambiente di margine costiero lacustre dominato dal moto ondoso, nel quale la facies f rappresenta il prodotto deposizionale di tempeste lacustri e la facies g la sedimentazione che avveniva tra un evento di tempesta e l'altro (Fig. 10). Per questa ragione l'interpretazione deposizionale delle due litofacies è trattata congiuntamente.

Dall'analisi di facies è estrapolabile una sequenza ideale costituita dagli strati delle facies f e g (Fig. 11). La base della sequenza è brusca, a volte erosiva. Al di sopra di questa le sabbie medio fini sono organizzate in laminazioni non più spesse di 2 mm. Le laminazioni alla scala dell'affioramento sono leggermente inclinate, piano parallele o ondulate, fino a formare apparenti stratificazioni incrociate concave, i cui foreset hanno immersione variabile ed anche opposta; lo spessore delle lamine aumenta nella parte centrale delle apparenti stratificazioni incrociate concave; le lamine inclinate mostrano frequenti superfici di troncatura. Nella parte più alta dello strato sabbioso (facies f) la granulometria diminuisce (sabbie molto fini), si osservano laminazioni incrociate concave con forma esterna simmetrica. Chiudono questa sequenza ideale argille limose o limi argilloso sabbiosi (facies g), che con contatto brusco si sovrappongono alle sabbie; al loro interno si osservano lamine, piano parallele e continue, di limi o sabbie molto fini, e più raramente sottili strati limoso sabbiosi con laminazioni incrociate, anche rampicanti, e forma esterna simmetrica.

Dott & Bourgeois (1982) hanno proposto una sequenza ideale per i depositi prodotti in ambiente subacqueo da flussi oscillatori generati da tempeste, che ha molte similarità con quella di Dunarobba, così riassumibili: a) le laminazioni sabbiose, inclinate a basso angolo, piano parallele o ondulate, corrisponderebbero alla zona H (*hummocky zone*) e F (*flat laminated zone*) degli autori

citati, e sarebbero il prodotto di una combinazione di caduta di sabbia e modellamento di una superficie liscia; b) gli strati sabbiosi sono in entrambe le sequenze gradati; c) nella porzione più alta gli strati sabbiosi mostrano laminazioni incrociate prodotte da moto ondoso (zona X - *cross laminae zone*) e rappresenterebbero il rimaneggiamento della superficie dello strato sabbioso da parte del moto ondoso quando la tempesta diminuisce di intensità; d) la parte superiore di entrambe le sequenze è conclusa da limi argillosi o argille limose, che testimonierebbero la normale deposizione per decantazione o per debole moto ondoso in condizioni di bel tempo.

La sequenza di Dunarobba si differenzia dalla sequenza ideale di Dott & Bourgeois (1982), per i seguenti caratteri: a) solo a volte ha base erosiva; b) la granulometria degli strati sabbiosi è maggiore rispetto a quanto indicato dagli autori; c) manca di ben evidenti e caratteristiche

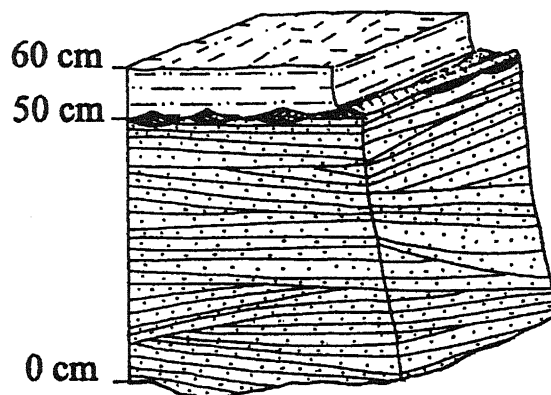


Fig. 11 - Sequenza ciclica ideale costituita da: sabbie gradate, con base brusca, a volte erosiva, mostranti laminazioni debolmente inclinate o piano parallele, alla sommità caratterizzate da increspature da moto ondoso (facies f); limi argilloso sabbiosi massivi o con lamine di limo piano parallele (facies g). La sequenza è stata interpretata come prodotto di moto ondoso di tempesta in margine lacustre.

Ideal cyclic sequence made up of graded sand with a sharp, occasionally worn by erosion base, showing gently inclined or planar parallel laminations, and with wave ripple marks on the top (facies f); clayey sandy silts, either massive or with planar parallel silty laminae (facies g). The sequence is considered to be a lacustrine stormy deposit.

laminazioni convesse verso l'alto (*hummocks*). La scarsità di basi erosive nelle sequenze di tempesta di Dunarobba può essere messa in relazione alla bassa energia del moto ondoso e/o alla resistenza all'erosione esercitata dal fondo fangoso e coesivo. La maggiore granulometria della sequenza di Dunarobba (da sabbie medio grossolane a sabbie medio fini) è probabilmente spiegabile con una diversa disponibilità granulometrica del sedimento. La mancanza di vere e proprie stratificazioni ad *hummocky* può essere legata al fatto che la struttura ad *hummock* (antiforme) ha un basso potenziale di conservazione rispetto alla struttura a *swale* (sinforme); molti strati prodotti da tempesta sono quindi costituiti principalmente di

sinformi, che possono essere confuse con stratificazioni incrociate di tipo concavo.

Altri indizi testimoniano l'attività del moto ondoso di tempesta. Seilacher (1982) descrive creste di increspature del tipo *spill-over*, come elementi caratteristici del moto ondoso di tempesta; secondo l'autore l'attività del moto ondoso che continua dopo la formazione delle increspature e dopo la deposizione di fango tra una increspatura e l'altra, appiattisce le creste, creando dei piccoli ventagli (*apron*), che poi sotto il peso del fango che gli si depone sopra si inclinano leggermente verso il basso.

Ancora Seilacher (1982) osserva che il contatto tra i depositi sabbiosi e quelli pelitici di una sequenza prodotta da tempesta è brusca, rispetto allo stesso tipo di contatto in depositi formati da correnti di densità. La spiegazione di questo fenomeno può essere ricondotta al maggior grado di selezione dei sedimenti utilizzati durante un evento di tempesta; cosicché tra la sedimentazione della sabbia e quella delle argille limose non esiste continuità, ma un intervallo di non sedimentazione.

Litofacies h: limi sabbioso argillosi e ligniti (profilo di paleosuolo)

Descrizione. Al disopra della sequenza di depositi da tempestati si osserva una litofacies spessa 140 cm in cui possono essere distinte tre porzioni, dall'alto verso il basso (Fig. 12B).

La porzione superiore (quota stratigrafica 12.7 m circa) ha uno spessore tra 4 e 6 cm ed è costituita da ligniti alternate a lamine di argille grigio bluastre, irregolarmente piano parallele, ondulate spesso interrotte; nelle ligniti si riconoscono frammenti di rami di differenti dimensioni, semi e resti di carbone bruciato (Fig. 9C). Questo strato organico si segue in affioramento per circa 12 m, per poi scomparire, sostituito da argille limose grigio verdastre, contenenti resti vegetali e radici. La porzione intermedia è costituita da limi sabbioso argillosi marroni giallastri o grigio verdastrati, spessi 30 cm, è priva di strutture sedimentarie e mostra un'alta concentrazione di radici. La porzione inferiore, spessa 105 cm, è costituita anch'essa da limi sabbioso argillosi, nei quali si riconoscono lembi di stratificazioni sabbiose, non più spesse di 5 cm e a volte mostranti laminazioni incrociate.

La *facies h* è in contatto diffuso (*sensu* Birkeland, 1984) nella sua parte inferiore con la successione caratterizzata dall'alternanza di *facies i* e *g*, mentre il contatto superiore con gli strati della *facies f* è di tipo abrupto (*sensu* Birkeland, 1984).

Interpretazione. Questo intervallo può essere interpretato come il profilo di un paleosuolo di ambiente palustre (Fig. 10). Lo strato di lignite si configura come la parte più superficiale di questo paleosuolo (orizzonte organico, O), sul quale i resti vegetali si accumulavano, conservandosi in condizioni di acque stagnanti (almeno per parte dell'anno) e riducenti. L'assottigliamento laterale della lignite può essere ricondotto ad una ossidazione dei resti vegetali in aree rialzate e meglio drenate oppure

ad una minore produttività dei materiali vegetali. Il secondo intervallo costituisce l'orizzonte minerale del suolo nel quale erano radicati i vegetali produttori di lignite (orizzonte B?). La porzione inferiore sembra essere invece poco influenzata dai processi pedogenetici che hanno parzialmente distrutto le strutture sedimentarie e può essere identificata come un orizzonte di tipo C.

Secondo questa interpretazione tutto l'intervallo farebbe parte di un unico profilo di paleosuolo.

Litofacies i: calcari laminati (depositi di piccoli stagni)

Descrizione. Nella parte alta della successione (Fig. 12B) i litotipi sono costituiti da depositi carbonatici (contenuto in CaCO_3 , pari all' 85%) delle dimensioni di un limo molto fine, di colore grigio verdastro chiaro (umidi) e bianco giallastro (secchi). I carbonati mostrano lamine piano parallele e continue per tutto l'affioramento e spessore variabile tra 1 mm e 5 cm, differenziabili per differente colorazione (Fig. 9D); di rado sottili strati (massimo spessore 3 cm) di argille carbonatiche si intercalano a questi.

I resti fossili sono frequenti e costituiti da gasteropodi dulcicoli, ostracodi, denti di pesci e vegetali (foglie, frutti e semi di piante superiori, oogoni e steli di alghe Characeae). Questi depositi affiorano per circa 300 m².

Interpretazione. La maggior parte dei resti fossili sono formati da resti di organismi dulcicoli; le loro caratteristiche tafonomiche (gusci interi e non disarticolati, la conservazione di delicate strutture) indicano che l'ambiente di sedimentazione era quello di vita degli organismi e permettono di identificare l'ambiente di sedimentazione della *litofacies i* come un bacino di acque dolci.

In ambiente continentale la formazione di sedimenti calcarei può avvenire per apporto clastico, per precipitazione chimica e biochimica (o bioindotta). Le rocce circostanti l'area della FFD non sono solo calcaree, perciò se il carbonato di calcio fosse di origine clastica non sarebbe giustificata la presenza di carbonati puri. Si deve escludere anche la possibilità che la sedimentazione dei carbonati fosse avvenuta per via esclusivamente chimica, non esistendo nel Pliocene medio-superiore condizioni climatiche tali da produrre sedimenti evaporitici. Si può quindi supporre che la deposizione dei calcari fosse avvenuta principalmente per fenomeni di tipo biochimico: per la maggior parte prodotta dall'attività fotosintetica di vegetali, che, sottraendo CO_2 dall'ambiente, portarono alla precipitazione di calcite (Platt & Wright, 1991) e in minor misura come accumulo delle parti scheletriche calcaree di organismi. L'abbondanza di resti di alghe Characeae (oogoni e steli incrostati) porta a supporre che la principale fonte di CaCO_3 fosse stata questa alga. Murphy & Wilkinson (1980) hanno infatti notato che la grande maggior parte della sedimentazione lacustre del lago di Littlefield (Michigan) era prodotta dal disfacimento dei grani di CaCO_3 incrostati intorno agli steli delle alghe del genere *Chara* o di altre macrofite, quando i tessuti organici si decomponivano alla morte della pianta.

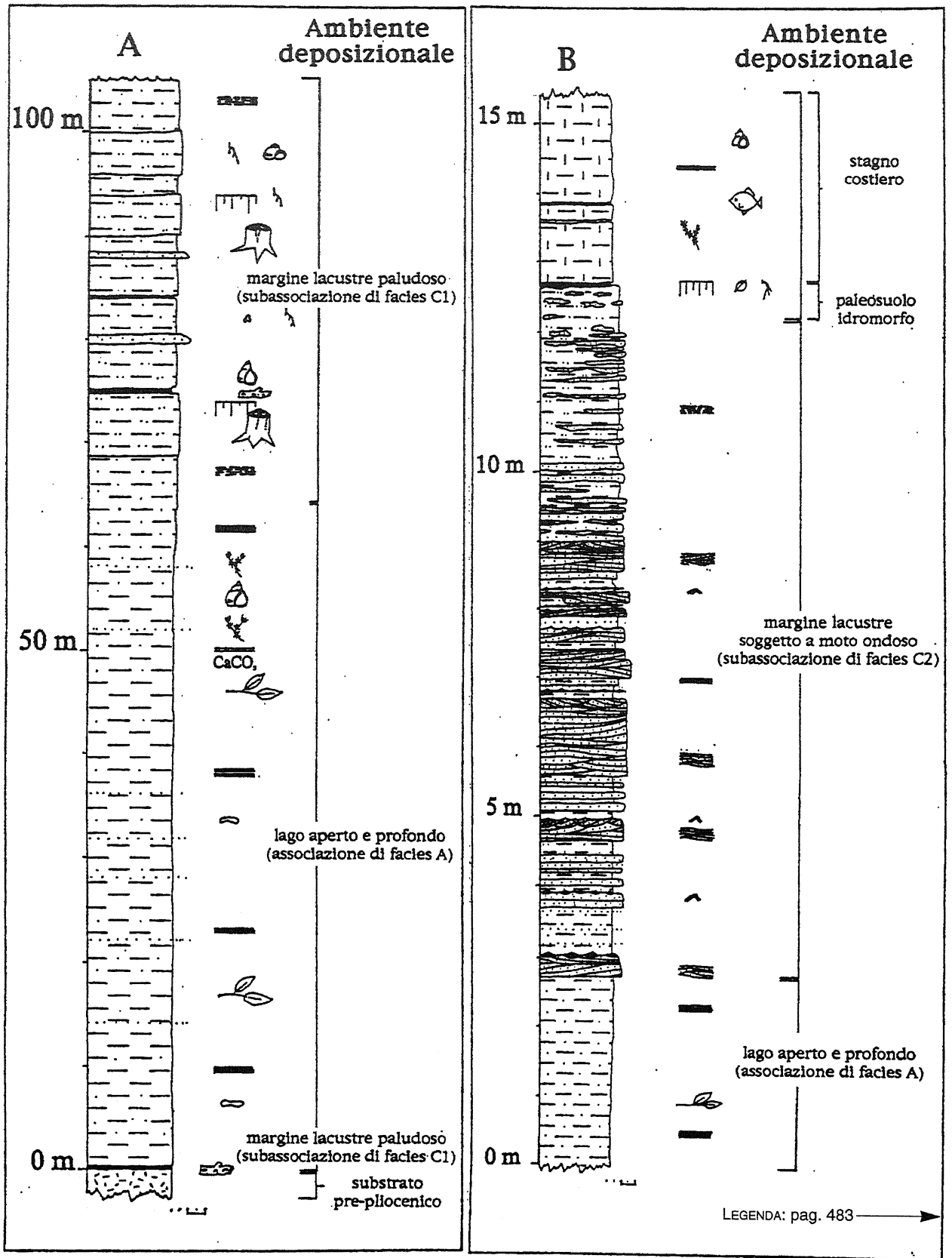
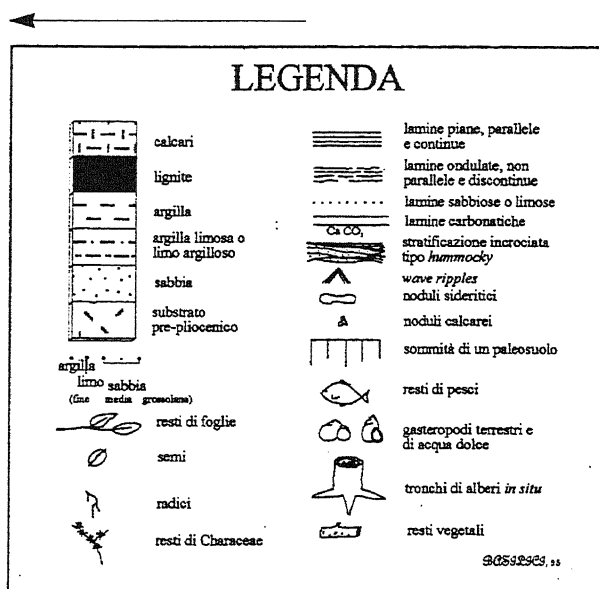


Fig. 12 - Sezioni stratigrafiche misurate nell'area di Dunarobba, mostranti il progressivo abbassamento relativo del livello del lago. La sezione A mostra il passaggio da una costa paludosa (proprio subito sopra il substrato prepliocenico) ad un ambiente lacustre profondo, quindi ad una palude costiera di nuovo. La sezione B testimonia il passaggio da un ambiente lacustre profondo ad un margine

Poiché la calcite non mostra segni di risedimentazione e poiché la crescita delle alghe è limitata alla zona fotica, la profondità massima in cui si sono formati i depositi della *facies i* non doveva essere superiore ai 10 m; d'altra parte il passaggio da un ambiente palustre (*facies h*) ad un bacino di acque dolci (*facies i*), anche se brusco, non giustificerebbe grandi profondità delle acque.

Le strutture sedimentarie indicano che la sedimentazione avveniva per decantazione. Le differenti lamine corrispondono probabilmente a minime variazioni del contenuto terrigeno, che giungeva con il vento o con deboli alluvioni, e/o del contenuto organico.

La perfetta conservazione delle lamine, i resti vegetali ed il colore grigio verdastro chiaro testimoniano l'assenza di bioturbazione al disotto dell'interfaccia deposizionale e la presenza di un ambiente anossico; il bacino lacustre era sufficientemente ossigenato da permettere la vita di una fauna bentonica, ma la finezza del sedimento produceva condizioni di scarsa ossigenazione al disotto del fondo.



cont. da/from pag. 482

soggetto a moto ondoso, quindi ad un'area palustre ed infine ad un piccolo lago costiero. Tra la quota stratigrafica 11.3 m e 12.7 m della sezione B affiora la *facies h*. La sezione A è stata misurata da una carota perforata nell'area della FFD. La sezione B affiora circa a 400 m verso NO dalla FFD.

Stratigraphic successions measured in the Dunarobba area, showing the relative decreasing of the level lake. Section A shows the passage from wetland coastlines (just above the pre-Pliocene substratum) through deep offshore lacustrine facies, to a wetland coastline again. Section B testifies the passage from a deep lacustrine facies, through a wave motion controlled coastline, to a wetland coastline and, finally, to a small coastal lake. This facies outcrops between the stratigraphic altitudes 11.3 and 12.7 m in section B. Section A was measured from a core drilled in the DFF area. Section B outcrops 400 m to NW of the DFF.

2.2 Discussione

2.2.1 Subassociazione di facies C1 (margine lacustre paludoso)

La Figura 7 è un diagramma schematico che mostra l'ambiente deposizionale di margine lacustre della subassociazione di facies C1, la distribuzione delle sue litofacies e la relazione con l'associazione di facies A.

Per una distribuzione percentuale superiore al 90% la subassociazione di facies C1 è costituita da depositi la cui granulometria è inferiore a quella delle sabbie fini; questo dato e la mancanza di sedimenti gravitativi o prodotti da flussi iperconcentrati (*sensu* Smith G.A., 1986) testimoniano che le condizioni deposizionali erano caratterizzate da una bassa energia.

Gli studi effettuati sugli affioramenti e sulle carote hanno permesso di distinguere tre facies deposizionali e due legate a processi di tipo pedogenetico.

Le facies deposizionali più frequenti sono le *facies a* e *b*. La prima è stata prodotta da processi di decantazione in aree protette. Lungo il margine lacustre queste corrispondevano ad anse riparate della costa oppure a piccoli stagni separati dal lago da strisce di terra emersa. In tali aree la profondità delle acque doveva essere sufficiente per permettere la vita ad una comunità animale (decapodi, gasteropodi, piccoli pesci) ed abbastanza profonda da non permettere l'attecchimento di piante palustri; secondo i limnologi (Margalef, 1983; Stella, 1984) questa profondità deve essere maggiore di 50 cm. L'afflusso di sedimento clastico in queste aree era limitata alla frazione più fine ed omogenea, cosicché spesso le lamine prodotte da decantazione sono visibili esclusivamente per la presenza di foglie cadute sul fondo.

La *litofacies b* registra un ambiente di deposizione con un'energia ambientale leggermente maggiore di quella della *facies a*; granulometria (limi argillosi) e strutture sedimentarie (alternanze di lamine limose con argille limose e rare laminazioni incrociate) indicano meccanismi di trasporto di maggiore energia e processi sedimentari di prevalente decantazione e sporadica trazione sul fondo. I dati raccolti sono insufficienti per riconoscere i meccanismi deposizionali della *facies b*, tuttavia nel complesso deposizionale di margine lacustre è possibile fare due ipotesi: a) flussi prodotti dal moto ondoso e/o da correnti lungo costa; b) flussi sedimentari prodotti da un sistema deltizio. Secondo la prima ipotesi i sedimenti erano trasportati e depositati lungo il margine lacustre dal moto ondoso e/o da correnti lungo costa. Nei moderni laghi sono conosciuti processi di sedimentazione lungo i margini legati a correnti costiere ed alcuni antichi depositi lacustri sono stati interpretati come prodotti da questi meccanismi (Allen, 1981; Martel & Gibling, 1991). La seconda ipotesi suggerisce che un piccolo e non vicino sistema deltizio potrebbe aver prodotto pennacchi torbidi, che per azione della forza inerziale del flusso alimentavano la costa di sedimento (Sly, 1978). La prima inter-

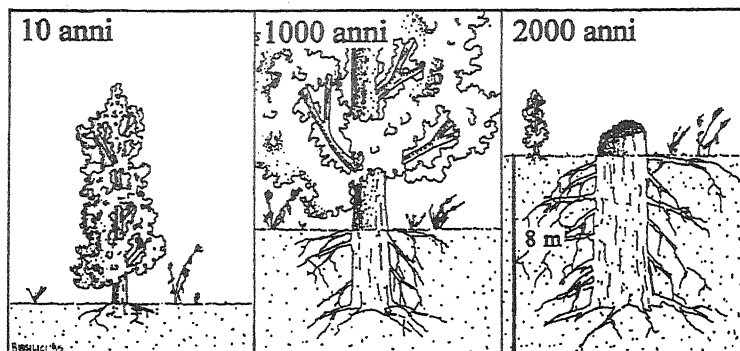


Fig. 13 - Schema interpretativo della modalità di conservazione dei tronchi fossili di Dunarobba. Gli alberi subivano un progressivo (lento e continuo) seppellimento durante la loro vita, cosicché parte del tronco passava in condizioni riducenti e conservative al disotto dell'interfaccia deposizionale.

Interpretative sketch of the preservation history of Dunarobba fossil trees. Trees underwent a progressive (slow and continuous) burial during their life, so that part of the trunk happened to be under preserving and reducing conditions beneath the depositional surface.

pretazione è attualmente la più credibile; la *litofacies b* non possiede infatti caratteristiche sedimentologiche o sequenziali riconosciute nei depositi deltizi, né nelle vicinanze sono stati osservati depositi deltizi.

Lungo questo margine lacustre le sabbie (*litofacies e*) non costituiscono più del 7%; la loro origine è incerta, alcune (come mostrato in Fig. 8) possono essere l'effetto deposizionale del moto ondoso, altre possono essere il prodotto di flussi unidirezionali (probabilmente correnti lungo costa).

Fenomeni pedogenetici hanno condizionato la genesi della *facies c* e *d*. La *litofacies c* è la più frequente (36%); i processi pedogenetici sembrano essersi sviluppati prevalentemente su depositi della *facies b*. Non sono stati mai osservati profili di paleosuoli ben organizzati, mostrandoti ben distinti orizzonti e strutture pedogenetiche; la *litofacies c* è quindi interpretabile come un suolo nella prima fase di evoluzione, cioè un suolo immaturo. Poiché i tronchi d'alberi, in posizione vitale e sepolti fino ad 8 m, suggeriscono alti tassi di sedimentazione, l'imaturità di questi paleosuoli è attribuibile ad un'alta velocità di accrescimento della superficie topografica, tale da produrre un continuo ringiovanimento del suolo e quindi il mancato sviluppo di evoluti caratteri pedogenetici. La conservazione di sostanza organica, sia come resti macroscopici (legni e radici) che mescolata nel sedimento, conferisce agli strati un colore con bassa luminosità (*value*) ed indica che il suolo si trovava in condizioni di anossia (suolo idromorfo); anche i resti di molluschi attestano condizioni di alta umidità nel suolo (condizioni palustri) e confermano quanto osservato dall'analisi pedogenetica.

Le ligniti (*facies d*) formano corpi apparentemente lenticolari; queste sono costituite da resti lignei appartenenti per la maggior parte ai tronchi della FFD.

Noduli sideritici sono stati riconosciuti in tutte le *litofacies* clastiche. La siderite non è rara in ambienti di sedimentazione non-marini, sia lacustri che palustri; questo sale non precipita direttamente sull'interfaccia deposizionale, probabilmente per problemi di competizione con altri composti, ma si forma nel sedimento appena deposto in ambienti anaerobici e ricchi di sostanza organica (Kelts & Hsu, 1978; Glenn & Kelts, 1991).

Quattro carotaggi effettuati nell'area della FFD mostrano il passaggio verticale, dal basso verso l'alto, da un

ambiente lacustre profondo, (associazione di *facies A*), ad un margine lacustre paludo-

so (subassociazione C1) (Fig. 12A). Subito al disopra degli strati di ambiente lacustre profondo compaiono strati delle *facies b* o *c* e non si osservano depositi di spiaggia o prodotti dall'azione di tempeste. In ambienti deposizionali attuali ed antichi sono noti esempi di passaggi da ambienti lacustri aperti e profondi ad ambienti marginali di tipo palustre senza l'interposizione di depositi legati all'azione del moto ondoso (Martel & Gibling, 1991).

La mancata influenza del moto ondoso sui processi deposizionali può essere legata: a) all'assenza di moto ondoso, b) alla presenza di aree morfologicamente protette dal moto ondoso, c) alla progressiva attenuazione del moto ondoso su coste di bassa pendenza (Wells & Coleman, 1986) o d) all'azione protettrice esercitata dai vegetali che crescono lungo le coste paludose. Nel sistema lacustre esaminato l'attività del moto ondoso è comunque testimoniata della presenza di depositi prodotti dal moto ondoso (subassociazione di *facies C2*) e dalla supposta estensione del lago (almeno 50 km), è probabile quindi che una combinazione degli altri tre fattori (punti b, c, d) sia stata determinante nella formazione di un margine lacustre paludoso.

2.2.2 Subassociazione di *facies C2* (margine lacustre soggetto a moto ondoso)

La subassociazione di *facies C2* è costituita da tre differenti ambienti deposizionali (Fig. 10): un margine lacustre dominato dal moto ondoso, una palude costiera ed un piccolo bacino lacustre interno caratterizzato da deposizione carbonatica.

La successione sedimentaria studiata (Fig. 12B) registra in un primo momento un ambiente lacustre aperto e più profondo del livello base del moto ondoso (associazione di *facies A*); si passa poi ad un ambiente in cui la sedimentazione di sabbie durante tempeste lacustri si alternava a limi argillosi o argille marnose formati durante il bel tempo. I depositi di questo intervallo sono organizzati in sequenze deposizionali (alternanze di sabbie gradate e argille limose) simili a quelle descritte da Dott & Bourgeois (1982) su fondali marini soggetti a moto ondoso di tempesta.

La documentazione letteraria di depositi da tempesta (tempestiti) in ambiente lacustre non è molto fre-

quente. Duke (1985) afferma che a lui sono noti solo tre esempi di tempestiti lacustri nel mondo; Eyles e Clark (1986) descrivono sabbie con stratificazioni incrociate mostranti convessità e concavità (*hummocks & swales*) come facies comune in depositi lacustri del Pleistocene superiore formati lungo la costa del Lago Ontario, quando il suo livello era più alto di alcune decine di metri rispetto all'attuale. Greenwood & Sherman (1986) riportano sequenze prodotte da tempeste lacustri nella baia Georgian del lago di Huron; gli autori appena citati affermano che depositi attribuibili a tempestiti lacustri possono essere anche le sabbie a laminazioni piano parallele o a basso angolo descritte da Allen (1981) lungo i margini di un lago Devoniano della Scozia.

Depositi sabbiosi prodotti da tempeste, spessi fino a 110 cm, testimoniano che su questo lago pliocenico potevano svilupparsi onde con energia sufficiente a formare depositi così spessi. Il massimo *fetch* del lago pliocenico, ricostruito sulla base della distribuzione dei suoi affioramenti, poteva essere di almeno 50 km in direzione NNE-SSO; ammettendo che i venti dominanti avessero questa stessa direzione, sarebbero stati sufficienti venti con velocità di 15-20 nodi per produrre un moto ondoso la cui base era rispettivamente ad 8-10 m di profondità (Sly, 1978). Per l'area di Dunarobba il valore del *fetch* poteva essere di circa 20 km, ma anche in tal caso con venti della stessa velocità la base del moto ondoso avrebbe raggiunto profondità di circa 6-4,5 m.

Le creste delle increspature prodotte da moto ondoso sono allineate all'incirca N70°, indicando quindi una costa probabilmente allineata in direzione ENE-OSO. Benché le creste delle increspature sono parallele alle onde, ma non sempre alla linea di costa (Boyd *et al.*, 1988), l'osservazione precedente è confermata da due altri aspetti: a) non lontano dall'area della FFD, nella stessa formazione di Fosso Bianco, affiorano depositi deltizi ghiaioso-sabbiosi, che costituiscono il fronte di un delta di tipo Gilbert immergente verso N140° e che quindi indica la presenza di motivi morfologici (scarpate sommerse) aventi direzione all'incirca N50°; b) il rilevamento geologico condotto in questo stesso ambito di ricerca ha messo in evidenza tra Avigliano Umbro e Castel Todino allineamenti strutturali, con andamento N70° probabilmente attivi anche durante la sedimentazione del bacino lacustre. Si può dedurre che la linea di costa del sistema lacustre doveva avere nell'area di Dunarobba pressappoco un'orientazione ENE-OSO.

Alla successione di margine lacustre dominata da moto ondoso si sovrappone un paleosuolo sviluppato in condizioni idromorfe (*facies h*), cioè in un ambiente palustre, e caratterizzato da lignite; il passaggio da condizioni sommerse a condizioni emerse dovrebbe essere avvenuto con un graduale abbassamento relativo del livello del lago, ma gli effetti della pedogenesi hanno praticamente distrutto ogni traccia di eventuali sedimenti di spiaggia.

Il passaggio tra ligniti (*facies h*) e depositi carbonatici (*facies i*) è brusco, testimoniando un rapido allagamento

della palude e l'instaurarsi nuovamente di condizioni lacustri. La nuova deposizione lacustre è tuttavia differente dalla precedente (*facies f e g*), poiché: a) la sedimentazione passa da clastica a carbonatica; b) i meccanismi di deposizione si sviluppano esclusivamente per decantazione. È stato osservato come la grande abbondanza di alghe Characeae possa testimoniare che la sedimentazione di carbonato di calcio fosse stata legata a processi di precipitazione biochimica (o bioindotta) intorno agli steli di alghe (Murphy & Wilkinson, 1980); l'apporto bioclastico (resti di gasteropodi ed ostracodi) ha avuto una importanza minore nella produzione dei calcari, mentre è da escludere l'apporto di carbonato clastico e non vi sono motivi per supporre una produzione evaporitica o diagenetica.

Non esistono ragioni stratigrafiche per giustificare una globale variazione di sedimentazione nel bacino lacustre, questa marcata variazione del tipo di sedimentazione si spiega invece come un fenomeno locale connesso all'emersione dell'area studiata e al suo isolamento dall'apporto silicoclastico che continuava nell'intero bacino lacustre. Per loro natura i depositi lacustri marginali di clima temperato o caldo, a meno che non facciano parte o siano vicini ad un sistema deltizio, mostrano un rapporto depositi silicoclastici su depositi carbonati più basso rispetto ai depositi di lago aperto e più profondo (Platt & Wright, 1991), ma nel caso studiato è anche possibile ipotizzare che l'ambiente palustre (*facies h*) possa aver costituito un filtro all'apporto silicoclastico ed abbia isolato, verso terra e verso lago, piccoli e non profondi laghi sviluppati ai margini del sistema lacustre (Fig. 10).

Le alternanze ritmiche osservate nei carbonati possono essere anche interpretate come legate a stagionalità (Anderson & Dean, 1988).

Il notevole contrasto con i depositi sottostanti che mostrano chiari indizi di attività di onde sono spiegati attribuendo alle *litofacies f e g*, da una parte, ed alla *litofacies i*, dall'altra, la formazione in bacini lacustri differenti ed isolati tra loro: le *facies f e g* si sarebbero formate nel lago di maggiori dimensioni, dove il *fetch* era sufficiente per produrre un adeguato moto ondoso, la *facies i* si sarebbe formata in un piccolo lago costiero le cui dimensioni erano insufficienti per produrre sulla loro superficie un moto ondoso che poteva influenzare i processi sedimentari.

Anche la successione studiata nella nuova cava F.B.M. di Dunarobba testimonia nel suo insieme il progressivo passaggio da condizioni di ambiente lacustre profondo, al disotto del moto ondoso di tempesta, fino a condizioni di emersione, rappresentate da un paleosuolo di ambiente palustre, e poi da nuove condizioni di sommersione testimoniate da un lago costiero di piccole dimensioni a deposizione esclusivamente carbonatica.

2.2.3 Rapporti tra le subassociazioni di facies C1 e C2

L'interpretazione sedimentologica ha dimostrato che entrambe le subassociazioni di facies rappresentano depositi di margine costiero e che la successione di cui

fanno parte testimonia dal basso verso l'alto condizioni da acque relativamente profonde al disotto del livello base del moto ondoso di tempesta a condizioni di emersione (Fig. 12).

E' stato però anche osservato che le due subassociazioni sono profondamente differenziate. La subassociazione C1 è caratterizzata da: a) un passaggio brusco da condizioni di fondo lacustre aperto e al disotto del livello base del moto ondoso a condizioni palustri; b) depositi che non testimoniano la diretta influenza del moto ondoso; c) estesa presenza di litofacies rappresentanti paleosuoli idromorfi e paludi. Dove affiora la subassociazione C2 la successione mostra i seguenti caratteri: a) il passaggio da condizioni lacustri aperte ad emersione è registrato da depositi sabbiosi, prodotti dall'attività di moto ondoso di tempesta, alternati con argille limose, prodotte durante il bel tempo; b) le litofacies che rappresentano ambienti palustri sono limitate ad un unico esempio; c) la presenza di depositi carbonatici, sovrapposti a depositi silicoclastici e ligniti.

Le due subassociazioni si identificano quindi come ambienti deposizionali di due differenti margini costieri: la subassociazione C1 rappresenta un margine costiero di tipo palustre non soggetto all'azione del moto ondoso, la subassociazione C2 rappresenta un margine costiero soggetto all'azione del moto ondoso.

Allo stato attuale della ricerca non è chiaro se possano essere stati fattori morfologico-vegetazionali o altri fattori più globali (per es., variazione dell'azione dei venti o del *fetch*) che abbiano prodotto questo differente carattere dei margini lacustri, tuttavia è chiaro che le due subassociazioni di facies, il cui affioramento dista l'una dall'altra solo 400 m, non possono essere eteropiche e quindi rappresentano intervalli differenti della successione stratigrafica.

Non esistendo strati guida che possano correlare le successioni misurate si possono solamente fare delle considerazioni indirette e supporre, sulla base di alcune sezioni geologiche, le relazioni tra le due litofacies: a) Le due subassociazioni non sono eteropiche, come osservato dall'interpretazione deposizionale; b) si esclude che la subassociazione C2 sia stratigraficamente posta al disotto della subassociazione C1: le perforazioni eseguite nell'area della FFD (subassociazione C1) hanno raggiunto il substrato pre-pleiocenico senza mai attraversare depositi carbonatici o depositi sabbiosi spessi quanto quelli osservati nella subassociazione C2 (Fig.11); c) la soluzione che si propone è di considerare la subassociazione C2 sovrapposta stratigraficamente alla subassociazione C1.

Le conseguenze di questo ipotetico quadro che è stato ricostruito sono due: a) la successione sedimentaria lacustre nell'area di Dunarobba avrebbe subito una prima emersione (subassociazione di facies C1), seguita da una successiva sommersione e da una seconda riemersione (subassociazione di facies C2); b) al disotto della nuova cava F.B.M. dovremmo aspettarci di trovare una nuova Foresta Fossile.

2.2.4 La Foresta Fossile

I tronchi della FFD sono radicati nella *facies c*, ma contenuti all'interno delle altre quattro facies dell'associazione di facies C1.

Biondi & Brugiapaglia (1992) hanno esaminato campioni lignei di alcuni di questi tronchi riconoscendoli come *Taxodioxydon gypsaceum* (Göppert) Kräusel ed attribuendo a tutti i tronchi rinvenuti la stessa specie. Tuttavia sulla base di analoghi studi (Gastaldo, 1986; Mc Millan, 1986; Mosbrugger *et al.*, 1994) si sono riconosciute foreste fossili costituite da diverse specie vegetali, sviluppate in ambienti deposizionali a grandi linee analoghi a quello della FFD; non è perciò escluso che l'intera FFD (più di 50 tronchi) possa essere costituita da più di una specie vegetale.

Il valore di densità degli alberi fossili è di circa 43 alberi per ettaro. Questo valore è da considerare minimo, poiché molti tronchi sono stati asportati durante i lavori di estrazione dell'argilla nella cava per laterizi da cui è affiorata la FFD e dettagliate ricerche non sono state compiute.

Il diametro dei tronchi oscilla tra 1.5 m e 2 m e l'altezza affiorante dei tronchi è tra 2 m e 8 m. L'altezza reale degli alberi in vita può essere stimata dal diametro di base del tronco, utilizzando la seguente equazione espressa in Mosbrugger *et al.* (1994):

$$L = 0.32(E/w)^{1/3}r^{2/3}$$

in cui E è il modulo di Young, w è il peso specifico del vegetale, r è il raggio del tronco; questa equazione secondo gli autori fornisce una ragionevole stima dell'altezza per gli alberi moderni e fossili. Per tipiche conifere (come *Taxodium*, *Glyptostrobus* o *Sequoia*), il rapporto E/w può essere assunto costante e pari a 1.7×10^6 m, perciò dai valori misurati dei raggi dei tronchi (in difetto perché non tutti i tronchi affiorano fino al colletto) è possibile supporre un'altezza di 31-38 m.

I tronchi non hanno la base allo stesso piano stratigrafico. Osservazioni condotte lungo il piano degli strati mostrano tronchi con base a differenti quote stratigrafiche, lungo una successione sedimentaria di almeno 30 m di spessore. Da ciò è deducibile che lungo tutta questa successione sedimentaria le condizioni ambientali adatte allo sviluppo e conservazione di una foresta fossile si sono mantenute costanti.

Alcuni tronchi sono sepolti in posizione vitale per almeno 8 m; il conteggio degli anelli annuali di accrescimento, supponendo ciascuno anello corrispondente alla durata di un anno (Codipietro *et al.*, questo articolo), indica che questi tronchi erano vissuti per almeno 2000-3000 anni. L'ambiente di vita dei tronchi raramente era allagato per profondità maggiori di un metro (*litofacies a*) e più frequentemente era emerso (*litofacies c*); in tali condizioni i tessuti vegetali, una volta morto l'albero, non avevano possibilità di conservazione e si distruggevano sotto l'a-

zione ossidante dell'atmosfera o per azione degli organismi. Il ritrovamento di tronchi fossili in posizione vitale, testimonia invece che, subito dopo la morte dell'organismo vegetale o durante la sua stessa vita, il tronco era passato in condizioni conservative, cioè riducenti. E' possibile che questo fenomeno sia avvenuto per continuo e lento seppellimento: l'innalzamento della superficie deposizionale (o del suolo) avrebbe progressivamente isolato parti del tronco dall'ambiente esterno ossidante e li avrebbe portate in un ambiente conservativo riducente (Fig. 14). A. Paganelli (com. pers., 1993) documenta ai lati di un tronco, oggetto di scavo nel 1991, strutture radicali emesse lungo lo stesso mano a mano che la superficie del suolo si innalzava. Analoghe considerazioni sono state espresse da Gastaldo (1986), che afferma che la conservazione di impronte di tronchi di *Lycopodium in situ*, più alte di 6 m, può essere legata ad aree con un alto tasso di sedimentazione.

L'analisi di facies indica che i processi deposizionali di seppellimento dei tronchi non erano stati improvvisi, ma lenti e continui, cosicché sulla base dell'età di vita del tronco (2000-3000 anni) e sull'altezza dei tronchi sepolti (fino ad 8 m) è possibile valutare il tasso medio di sedimentazione. Considerando che, alla morte dell'albero, la parte esposta all'atmosfera possa essere stata distrutta in un tempo breve (dell'ordine delle decine di anni) e che il seppellimento fosse stato contemporaneo alla vita del tronco, il tasso di sedimentazione poteva essere di 8 m ogni 2000-3000 anni, cioè 2.6÷4 m/1000anni.

3. ASPETTI PALINOLOGICI

(a cura di A. Paganelli & M. Meneghini)

Sulla Foresta Fossile di Dunarobba (FFD), costituita da tronchi in posizione di crescita, è stata studiata una sequenza palinostratigrafica limitata però ad uno spessore molto ridotto del sedimento superficiale (Meneghini & Paganelli, 1993).

Il campionamento fu compiuto in occasione di una serie di sondaggi eseguiti nel 1991, sotto l'egida della Soprintendenza Archeologica per l'Umbria, con l'intento di accertare il modo con cui i tronchi si trovavano inglobati nel sedimento, di individuare eventuali reperti macro- e micropaleontologici e per conoscere anche la morfologia dei tronchi medesimi.

Il prelievo fu eseguito intorno al tronco n. 49 (questa sigla corrisponde alla mappatura della Soprintendenza Archeologica per l'Umbria) prelevando i sedimenti di 10 in 10 cm fino alla profondità di 350 cm rispetto al piano di campagna; di questi però furono esclusi i primi 40 cm, trattandosi di materiale rimaneggiato.

Come si può constatare dalla colonna stratigrafica unita al diagramma pollinico (Fig. 14), il sedimento risultò, per tutto il suo spessore, molto omogeneo, costituito prevalentemente da argille limose finissime, quasi impalpabili, di color grigio-verdastro scuro (Basilici & Ambrosetti, nel

presente lavoro), il che sta a dimostrare come la fase di sedimentazione attorno ai tronchi sia avvenuta in modo molto tranquillo, non essendoci testimonianze di eventi idrologici vivaci.

L'estrazione degli sporomorfi fu eseguita secondo il metodo Bertolani Marchetti (1960).

Il materiale studiato si presentò abbastanza ricco in pollini, confermando il carattere altamente conservativo dei sedimenti sia nei confronti dei tronchi fossili come pure degli sporomorfi presenti.

Prima di entrare in una descrizione dettagliata del diagramma pollinico, è necessario fare alcune premesse.

I numerosi tronchi fossili, tutti in posizione di crescita e tutti monospecifici, che caratterizzano la FFD, sono stati classificati da Biondi & Brugiapaglia (1991) come *Taxodioxyton gypsaceum* (Göppert) Kräusel. Questa pianta, estintasi, secondo i suddetti Autori, durante il Pliocene, presenta caratteristiche anatomiche molto simili all'attuale *Sequoia sempervirens* (Lamb.) Endl.

Nel diagramma pollinico (Fig. 14) sono state riportate, in una stessa colonna, due curve polliniche relative a granuli pollinici di *Pinus* contraddistinti, secondo Rudolph (1935), in *Pinus sbg. Haploxyton* e in *P. sbg. Diploxyton*.

Rudolph (1935) infatti, analizzando diversi depositi della Germania appartenenti al Pliocene, poté constatare come i pollini di *Pinus sbg. Haploxyton* fossero più abbondanti nei livelli antichi (Plio-Pleistocene), mentre nei livelli più recenti questi venissero sostituiti gradualmente dai pollini di *Pinus sbg. Diploxyton*.

In Italia pollini di *Pinus sbg. Haploxyton* sono stati rinvenuti in numerosi depositi plio-pleistocenici; per il settore centro-settentrionale italiano Paganelli (1961a) constatò che essi erano presenti, anche se in percentuali basse, fino al Pleistocene medio, dopodiché essi scomparivano definitivamente. Da tener presente però che, purtroppo, a queste due curve non si può attribuire alcun significato né climatico né edafico essendo comprese nei due gruppi specie di *Pinus* a valenze climatiche ed edafiche diverse tra loro; serve tuttavia ad attribuire un significato di arcaicità al deposito.

Da una prima analisi del diagramma pollinico si può osservare come la vegetazione si presenti qualitativamente ricca, con dominanza di pollini di piante arboree ed arbustive (AP) – mai comunque inferiori al 57% –, rispetto a quelli delle piante erbacee (NAP).

Ma a questo punto si pone immediatamente una domanda: nelle analisi polliniche è stato rinvenuto il polline di *Taxodioxyton*? La risposta non può essere che deduttiva: se è vero che il legno di *Taxodioxyton gypsaceum* presenta le maggiori analogie anatomiche con l'attuale *Sequoia sempervirens*, si può ritenere che altrettanto possa essere per il polline. Si deduce quindi che quel polline, abbondantemente rappresentato (compreso tra l'11 ed il 34%) e classificato, per le sue caratteristiche morfometriche, come tipo-*Sequoia*, debba essere identificato con il nostro *Taxodioxyton*. Riteniamo che l'aver identificato il polline, prodotto da una pianta fossile estintasi, rappresenti un aspetto scientifico non trascurabile.

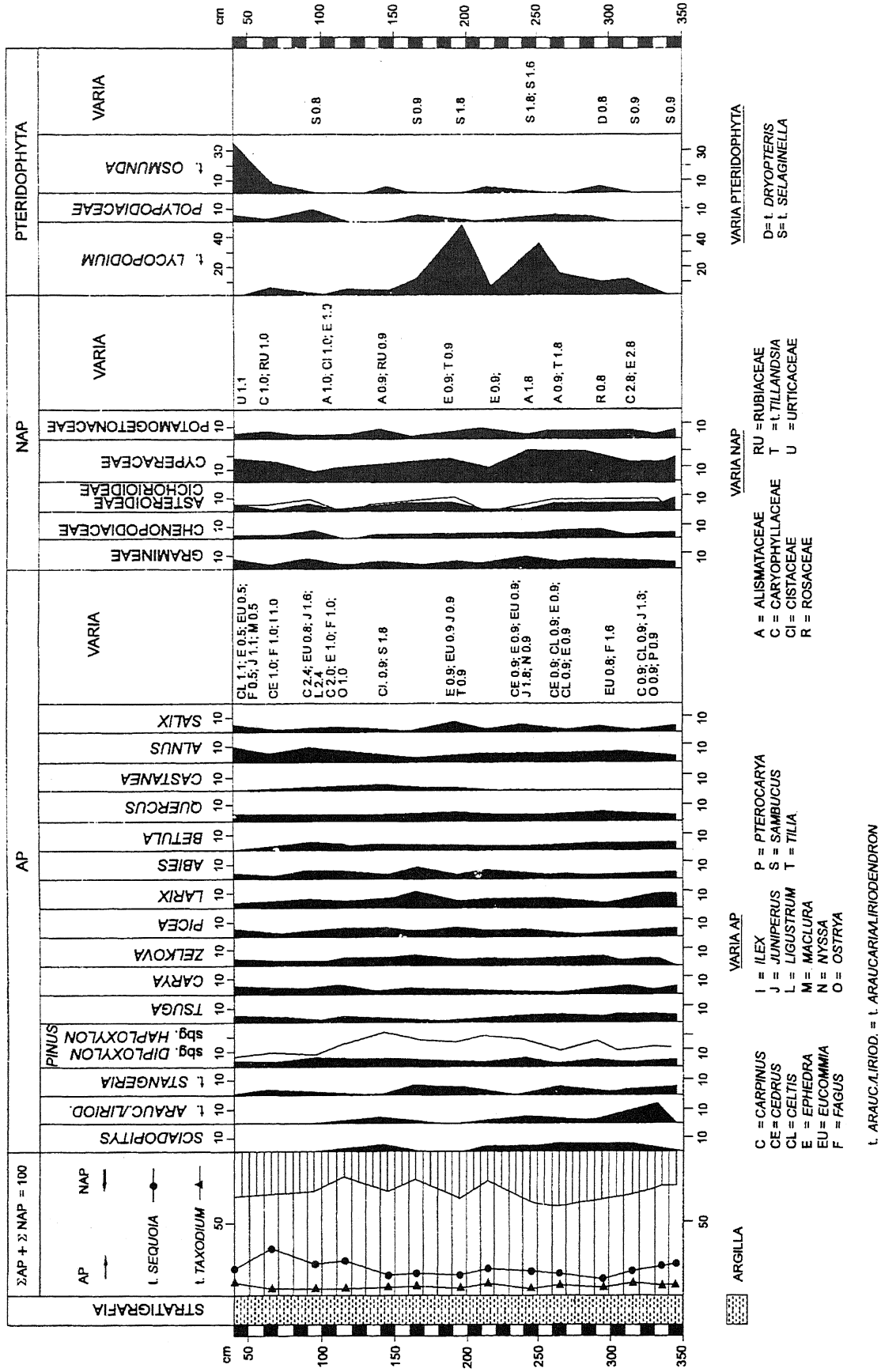


Fig. 1 - Diagramma pollinico della Foresta Fossile di Dunarobba.
Pollen diagram of the Dunarobba Fossil Forest.

Ma tra le AP, oltre al polline di tipo-*Sequoia*, si può notare una buona rappresentatività di pollini appartenenti a piante arcaiche come: *Sciadopitys*, tipo-*Taxodium*, Cycadaceae (tipo-*Stangeria*), *Nyssa*, *Celtis*, *Eucommia*, *Cedrus*, *Tsuga*, *Carya*, *Pterocarya* e *Zelkova*. Tali entità forestali non vengono più a caratterizzare l'attuale flora indigena europea e nemmeno quella italiana, fatta eccezione per *Zelkova*, relegata attualmente in una piccola e ben circoscritta stazione della Sicilia (Quezel *et al.*, 1993). La loro scomparsa va attribuita prevalentemente alle modificazioni climatiche che si sono succedute nel tempo, senza sottovalutare però anche le condizioni edafiche ed altre condizioni ancora a noi sconosciute. Quindi questo complesso di specie, estintesi nel tempo, suffraga e viene a confermare l'arcaicità del deposito di Dunarobba, arcaicità d'altronde già evidenziata anche con la presenza dei pollini di *Pinus sbg. Haploxyylon*. Tutti gli altri taxa di AP rinvenuti vengono a caratterizzare ancora l'attuale vegetazione.

E' da far rilevare subito però come la scomparsa dei suddetti taxa sia avvenuta con gradualità, a partire dal Pliocene fino all'ultima glaciazione würmiana.

I granuli pollinici, che danno al deposito un carattere molto antico, sono rappresentati da: tipo-*Sequoia*, *Sciadopitys*, tipo-*Taxodium*, tipo-*Stangeria*, *Celtis*, *Eucommia* e *Nyssa*; tutti gli altri taxa, quali *Tsuga*, *Carya*, *Pterocarya* e *Zelkova*, si estingueranno invece gradualmente durante il Pleistocene (Paganelli, 1961a; 1961b; 1984). *Castanea* e *Juglans*, contrariamente a quanto era stato ritenuto (Paganelli, 1984), sopravviveranno alla glaciazione würmiana, come si è potuto constatare a livello palinologico e radiometrico per *Castanea* (Paganelli & Miola, 1991) ed anche per *Juglans* (Accorsi *et al.*, 1989; Paganelli, *in verbis*). Per quanto riguarda *Zelkova*, sino a qualche anno fa si riteneva che questa fosse completamente scomparsa dall'Italia durante il pleniglaciale würmiano (Paganelli, 1961a; 1984; Follieri *et al.*, 1986). In base però ad un recentissimo rinvenimento nella Sicilia sud-orientale di una stazione relitta di *Zelkova* (Quezel *et al.*, 1993), è necessario specificare che la scomparsa di *Zelkova* si deve riferire solo all'Italia peninsulare.

Ma i reperti lignei di una *Sequoia* arcaica rinvenuti a Dunarobba non sono gli unici in Italia; secondo Principi (1942), il Pliocene rappresenta l'ultimo periodo in cui compare in Italia *Sequoia*. Nel Pliocene troviamo infatti numerosi reperti di *Sequoia langsdorfii* Heer. in numerose regioni d'Italia, tra cui anche l'Umbria, precisamente a Città della Pieve (Perugia).

Secondo Rasp (1990), *Sequoia langsdorfii* rappresenta il più comune e più prossimo precursore dell'attuale *Sequoia* costiera (*Sequoia sempervirens*): infatti dal punto di vista morfologico entrambi si presentano con le stesse caratteristiche tanto da essere indistinguibili.

Secondo Biondi (1982), anche *Sequoia langsdorfii* va riferita all'attuale *Sequoia sempervirens*.

Dopo quanto detto, si può ritenere quindi che durante il Pliocene questa entità forestale fosse comune-

mente diffusa in tutta la penisola; nel nostro caso si può avanzare l'ipotesi che foreste di *Sequoie* fossero presumibilmente presenti lungo tutta l'area conosciuta in letteratura come Bacino Tiberino, di cui Dunarobba rappresentava il ramo sud-occidentale (Fig. 2).

Inoltre c'è da far rilevare come dal punto di vista paleogeografico le acque di questo bacino lacustre distassero dal mare appena 15 km e fossero separate da questo dalla catena mesozoica dei Monti di Amelia; ciò può venire a spiegare la presenza del polline di tipo-*Taxodium*, o Cipresso calvo, rinvenuto nei sedimenti di Dunarobba. Infatti l'attuale distribuzione fitogeografica di *Taxodium* ci indica che questa entità forestale vive lungo le coste sud-orientali degli Stati Uniti d'America e del Messico e rappresenta un componente dei boschi di paludi costiere con preferenza di suoli sabbiosi e argillosi sommersi. Poiché lungo tutto il diagramma pollinico la presenza del polline del Cipresso calvo risulta costante, anche in percentuali cospicue, e dato che a Dunarobba i resti di macrofossili in posizione eretta fino ad ora studiati sembrano escludere la presenza di questa pianta, si può arguire che questo polline provenisse, attraverso le correnti aeree, presumibilmente dalle paludi costiere che, come si è visto, erano molto prossime. Non si esclude però che, a causa della notevole frequenza pollinica, qualche pianta possa essere esistita anche nella zona, trattandosi di una fascia costiera lacustre, come fatto rilevare da Basilici & Ambrosetti (in questo lavoro).

Il diagramma pollinico inoltre fotografa la vegetazione esistente in quel tempo intorno al lago e sui monti circostanti.

In questa fascia, oltre alla paleo-*Sequoia* costiera ed all'eventuale Cipresso calvo, esistevano lungo i corsi d'acqua specie ripariali come Ontani (*Alnus*) e Salici (*Salix*) che, insieme alle Potamogetonaceae ed alle Alismataceae, indicano la presenza di acque più o meno correnti. La vegetazione erbacea, rappresentata principalmente da Carici (Cyperaceae) e, quasi sicuramente, da Canna di palude [*Phragmites australis* (Cav.) Trin.], il cui polline però non si può distinguere da quello degli altri pollini di Gramineae trovati, indica la presenza di zone acquitrinose. In base quindi ai pollini delle piante rinvenute, emerge che le acque che lambivano le coste del lago non dovevano essere molto profonde.

Abbiamo poi altre informazioni sul corteggio floristico del sottobosco presente in questo particolare ambiente: sono stati infatti rinvenuti pollini di Ginepro (*Juniperus*), Ericaceae (potrebbero trattarsi di Rododendri), Rosaceae, Rubiaceae, Caprifoliaceae, Cistaceae ecc., nonché anche pollini di una epifita del tipo-*Tillandsia*. Insieme a questi poi sono state rinvenute spore di Pteridophyta, quali quelle tipo-*Lycopodium*, in buona percentuale, Polypodiaceae, tipo-*Selaginella*, ecc. e una certa rappresentatività di spore tipo-*Osmunda*, in particolare nei livelli più superficiali.

La presenza infine nel diagramma pollinico di pollini

di latifoglie, come *Carya*, *Pterocarya*, *Zelkova*, *Quercus*, *Castanea*, *Carpinus*, ecc., insieme a Conifere, come Pini, *Tsuga*, *Picea*, *Larix*, *Abies*, *Sciadopitys*, *Cedrus*, ecc. ci fornisce indicazioni, in base alla loro frequenza pollinica, sulla vegetazione forestale esistente su un'area però molto più vasta. Si trattava di boschi montani misti con caratteristiche climatiche mesofile.

Come si può vedere da questa panoramica floristica ed anche dalle particolari condizioni ecologiche richieste da alcune Taxodiaceae, come ad esempio *Sequoia sempervirens* e *Taxodium*, e come sembra confermarlo anche il polline rinvenuto di tipo-*Tillandsia*, nella zona di Dunarobba vi era un ambiente con caratteristiche climatiche caldo-umide, e quindi di tipo decisamente oceanico, tipico delle attuali foreste pluviali costiere. Ma a questa situazione climatica c'è da aggiungere anche un altro carattere ambientale peculiare della zona: la presenza di un lago più o meno esteso, formato eventualmente anche da più specchi lacustri, ha favorito, insieme alla vicinanza del mare, la formazione ed il persistere di nebbie notturne e anche diurne, con eventuale mitigazione del clima. Le suddette caratteristiche climatico-edafiche sono state dedotte sulla base delle conoscenze che si hanno sulle attuali Sequoie costiere della California, ritenendo che il comportamento vegetazionale dell'attuale *Sequoia* coincida con quello di *Taxodioxyton gypsaceum* (Paganelli, 1995).

Il fatto poi che nel sedimento che sommergeva i tronchi subfossili fossero stati rinvenuti granuli pollinici di tipo-*Sequoia* (in concentrazioni consistenti) ci fornisce l'indicazione che il sedimento fu coevo con la foresta. Inoltre la presenza di un terreno alluvionale molto omogeneo ci induce a ritenere che questa *Sequoia* arcaica presenti caratteristiche edafiche abbastanza simili alle attuali Sequoie costiere (Paganelli, 1995): terreni con falde freatiche superficiali, soggette a frequenti alluvioni in modo da rinnovare e quindi ringiovanire il terreno, come sembra confermato da Basilici & Ambrosetti (nel presente lavoro), quando parlano di paleosuoli molto immaturi.

La presenza, nel sottobosco di *Taxodioxyton*, anche di Pteridophyta oltre che di piante fanerogamiche erbacee ed arbustive, dimostra la rigogliosità del bosco. Pertanto la caduta della curva delle spore di tipo-*Lycopodium* a favore di quella di tipo-*Osmunda*, dai 170 cm verso la superficie, può far presupporre il manifestarsi di una nuova situazione edafica, idrologica in particolare (Paganelli, 1995). Il prolungarsi di inondazioni potrebbe essere stata la causa della morte per asfissia della paleo-*Sequoia*.

Un ultimo aspetto che vorremmo far rilevare, e che ci sembra molto interessante, riguarda l'andamento della curva di *Sciadopitys*, che nei livelli più superficiali tende ad assottigliarsi fino a scomparire. Se si studiano infatti le caratteristiche ambientali di questa Conifera emerge che si tratta di una pianta che, secondo Bertolani Marchetti (1986), vive in zone dove le precipitazioni atmosferiche sono abbondantissime (circa 6 metri all'anno). Tenendo quindi presente del particolare andamento della curva, che tende a ridursi nei livelli più superficiali, si può

avanzare l'ipotesi che i livelli di deposizione più recenti da noi analizzati si formarono in un periodo in cui si stavano verificando, molto probabilmente, dei cambiamenti climatici con una contrazione delle precipitazioni annuali. I risultati dendrocronologici sembrano confermare questa interpretazione (Codipietro *et al.*, nel presente lavoro).

Per quanto poi riguarda il periodo in cui è vissuta la FFD, si può affermare che i risultati pollinici ottenuti fino ad ora su di una frazione del sedimento, invero molto ridotto come spessore, fanno ritenere che il sedimento studiato debba essere attribuito, senza alcun dubbio, al Pliocene; ma a quale sua parte non siamo in grado di dirlo, essendo molto limitata la sezione da noi analizzata rispetto a tutta la fase sedimentaria, che è di varie decine di metri (Basilici & Ambrosetti, nel presente lavoro).

Concludendo si può affermare che a livello biostratigrafico il diagramma pollinico evidenzia chiaramente un consorzio forestale a Taxodiaceae (che potremmo chiamare *facies a Taxodiaceae*), che domina su tutte le altre piante arboree. E questa associazione forestale, da un punto di vista climatico, esprime indubbiamente un clima più caldo e più umido rispetto all'attuale, avvicinandosi al tipo subtropicale.

Si ringraziano vivamente per la fattiva collaborazione: la Soprintendente Dr. Anna Eugenia Feruglio, l'archeologa Dr. Laura Bonomi ed il Geom. Sergio Vergoni della Soprintendenza Archeologica di Perugia; il Prof. Pierluigi Ambrosetti del Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Perugia e il Dr. Giorgio Basilici del Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Torino.

Lavoro eseguito con fondi M. U. R. S. T. 40% (La Vegetazione italiana, Resp. Naz. Prof. Franco Bruno).

4. ASPETTI DENDROCRONOLOGICI⁽²⁾

(a cura di E. Corona, G. Codipietro, A. Lo Monaco & M. Romagnoli)

4.1 - Premessa

La struttura anatomica, fisica, chimica e conseguentemente le connotazioni tassonomiche e tecnologiche di legni fossili e subfossili in questi ultimi anni hanno formato oggetto di studio in vari Paesi. Meno frequenti sono state invece finora le ricerche in campo dendrocronologico e radiografico, estese in genere a reperti lignei dal Dryas antico in qua. La FFD offre quindi materiale di grande interesse, risalendo a tempi non ancora esaurientemente esplorati sotto quest'ultimo profilo (Attolini *et al.*, 1988).

Qui viene ora proposta la lettura di cronologie, *skeleton plot*, fluttuazioni anulari e tracheidogrammi, ricavati da un reperto con 565 anelli di accrescimento e ne viene prospettata l'interpretazione dendroauxologica e climatica.

⁽²⁾ Lavoro eseguito con contributi C.N.R. 92 (Prof. E. Corona).

4.2 Materiale

Le analisi sono state condotte su un esemplare di *Taxodioxydon gypsaceum* (Göppert) Kräusel del quale era disponibile una porzione di tronco, di cui non è conosciuta la posizione all'interno del fusto. L'ottenimento di una sezione di modeste dimensioni, sulla quale effettuare l'analisi dendrocronologica ed i successivi prelievi per l'analisi densitometrica e d'immagine, non è risultato esente da difficoltà per la tendenza del materiale allo sfaldamento ed allo sbriciolamento. La piallatura, operazione preliminare alle analisi dendrocronologiche per meglio evidenziare l'andamento dell'accrescimento, non ha fornito esiti favorevoli poiché al contatto dell'utensile le pareti cellulari subiscono uno sfaldamento che rende impossibile il discernimento dei singoli elementi cellulari.

L'evidenziazione degli anelli di accrescimento è stata ottenuta impiegando una lametta ed un bisturi dopo aver preventivamente inumidito le superfici da analizzare. La scelta della direzione di lettura è risultata laboriosa per la presenza di un andamento anomalo degli anelli in alcune zone compresse tangenzialmente.

Nell'analisi densitometrica, che viene generalmente condotta su campioni di ridotto spessore, non è stato possibile effettuare il prelievo di una sezione trasversale sufficientemente estesa che consentisse di abbracciare un considerevole arco temporale. L'ottenimento di sezioni microscopiche necessarie per operare l'analisi d'immagine è difficile perché anche la lama del microtomo, che consente di ottenere una sezione sottile di spessore uniforme di 2 o 3 decine di micron, su materiale friabile non produce un taglio netto. Inoltre la compressione data dal morsetto del microtomo si risolve nello schiacciamento delle cellule con ampio lume cellulare e parete sottile, che diventano quindi difficilmente distinguibili. Pertanto la sezione microscopica è stata ottenuta previa inclusione del tassello in metacrilato.

4.3 Metodi

4.3.1 Analisi dendrocronologica

Misurazione delle ampiezze anulari e costruzione della curva dendrocronologica - Le ampiezze anulari sono state misurate con una risoluzione al centesimo di millimetro, mediante il Dendroware Aniol.

L'ingrandimento dello stereomicroscopio impiegato correntemente per la misurazione delle ampiezze è stato di 16x. Si è fatto uso dell'ingrandimento 40x quando l'anello di accrescimento era così sottile da non consentire l'individuazione del bordo ad ingrandimenti inferiori.

I valori anulari sono riportati su un listato che ha le seguenti caratteristiche: un codice di identificazione della curva, un *record* identificativo del campione, l'indicazione della specie legnosa, il codice dell'operatore che ha effettuato le misure, la data di inserimento e dell'ultima modifica.

Parametri statistici - La curva è corredata dai seguenti parametri statistici: ampiezza anulare media (VM) e relativa deviazione standard (DS), autocorrelazione di 1° ordine (r) e sensitività media (MS).

Il valore dell'ampiezza anulare media (VM) rappresenta la media aritmetica degli incrementi annuali. La deviazione standard (DS) misura la loro variabilità. L'autocorrelazione (r) è un coefficiente, calcolato all'interno della medesima serie temporale, che indica l'interdipendenza fra gli accrescimenti di anni consecutivi. Può essere considerato espressione dell'inerzia di accrescimento della pianta ("fattore di conservazione" di Douglass). La sensitività media (MS) misura l'intensità di variazione tra gli incrementi nella serie e quindi esprime la reattività della pianta alle variazioni di breve periodo.

Lunghezze periodali - Si definisce lunghezza periodale il numero di anni consecutivi durante i quali l'accrescimento ha mantenuto lo stesso segno - ascendente o discendente - e pertanto si distinguono lunghezze periodali unianuali, biennali, triennali, ecc.

Secondo Huber (1970) questo parametro può dare indicazioni di carattere climatico, in quanto di norma e per determinate specie le lunghezze di ordine superiore si riscontrano in regimi di tipo oceanico, quelle di ordini minori e soprattutto quelle unianuali in regimi di tipo continentale.

Brusche variazioni di accrescimento - Secondo la terminologia dendrocronologica codificata in sede internazionale "brusche variazioni" sono definite riduzioni di almeno il 40% o recuperi di accrescimento di almeno il 30% negli incrementi radiali per un periodo minimo di 4 anni rispetto all'analogo periodo precedente (Schweingruber, 1988).

Analisi spettrale - Questo procedimento permette il discernimento delle diverse componenti oscillatorie elementari all'interno di una serie temporale originaria. L'origine delle oscillazioni elementari può essere spesso ricercata in ragioni di ordine climatico, astronomico o nella interdipendenza dei due fenomeni.

Nel caso specifico analogamente a quanto effettuato in precedenti lavori (cfr. Corona *et al.*, 1993), l'analisi è stata condotta con il sistema della massima entropia che, sebbene dal punto di vista statistico non appaia migliore rispetto alla trasformata di Fourier FFT (*Fast Fourier Transform*), per il significato stesso del termine entropia sembra più consona a processi di tipo biologico.

L'analisi è stata condotta sia sulla curva dei dati grezzi che su quella dei dati standardizzati in modo da eliminare informazioni legate ed eventuali problemi di non stazionarietà. La curva è stata indicizzata interpolando i dati grezzi con una polinomiale di 4° grado.

4.3.2 Analisi densitometrica

Il procedimento permette di conoscere la densità media e la densità intranulare (massima, minima e

Tabella 1 - Parametri statistici. VM = valore medio, DS = deviazione standard, r = coefficiente di autocorrelazione, MS = sensitività media.

Statistical parameters. VM = mean value, DS = standard deviation, r = autocorrelation coefficient, MS = mean sensitivity.

	VM	DS	r	MS
1-100	127,9	83,7	0,823	0,249
101-200	125,1	58,8	0,667	0,312
201-300	94,9	38,9	0,590	0,321
301-400	81,6	30,8	0,237	0,384
401-500	78,1	34,1	0,502	0,377
501-565	57,5	21,1	0,325	0,358
curva totale	96,5	55,8	0,747	0,332

media) dei campioni legnosi. Numerosi sono i campi di applicazione (Schirone & Lo Monaco, 1988) di questa metodologia e notevoli sono i risultati ottenuti in campo xiloclimatologico (Schweingruber, 1988). Infatti la variazione della densità intranulare risulta fortemente correlata alla variazione delle condizioni ambientali, fornendo talvolta risultati superiori a quelli ottenuti impiegando l'ampiezza anulare come parametro xiloclimatico. Le tappe principali del processo consistono nel sottoporre un campione legnoso ad un fascio radiogeno (Romagnoli *et. al.*, 1991) L'assorbimento dei raggi X è funzione della massa volumica del materiale considerato, pertanto

Tabella 2 - Distribuzione delle lunghezze periodali.

Lengths of periods distribution.

n. ordine	serie teorica	1-100	101-200	201-300	301-400	401-500	501-565	1-565
1	50,00	36	31	34	34	29	62	36
2	25,00	25	33	37	22	49	6	30
3	12,50	27	12	21	30	6	32	21
4	6,25	12	4	8	8	16		9
5	3,13		20		0			3
6	1,56				6			1

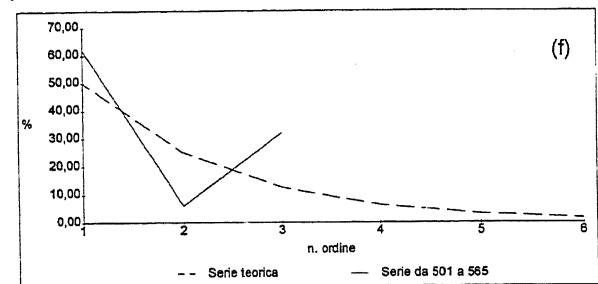
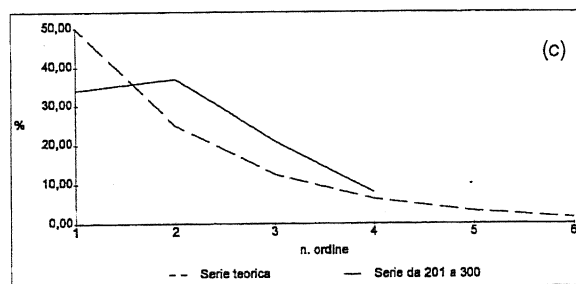
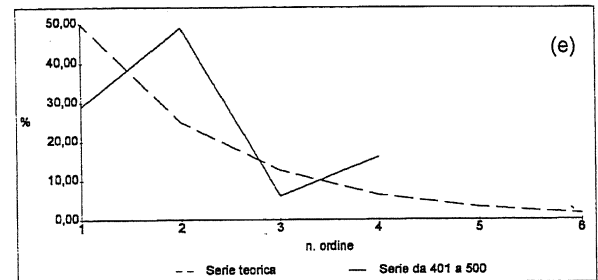
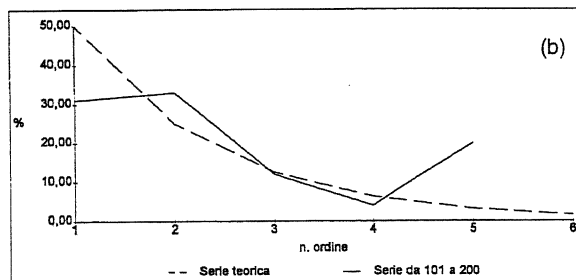
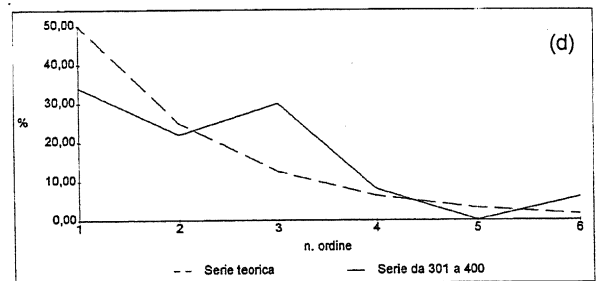
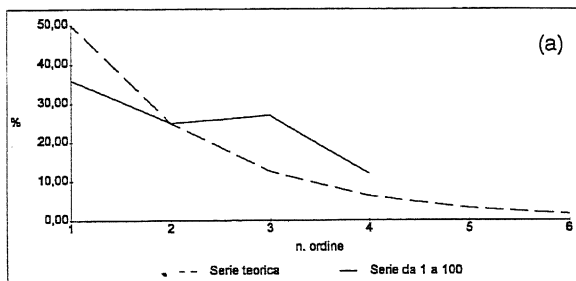


Fig. 15 - Lunghezze periodali. (a) anelli 1-100; (b) anelli 101-200; (c) anelli 201-300; (d) anelli 301-400; (e) anelli 401-500; (f) anelli 501-565.

Lengths of periods. (a) Rings 1-100; (b) Rings 101-200; (c) Rings 201-300; (d) Rings 301-400; (e) Rings 401-500; (f) Rings 501-565.

nella lastra radiografica a toni di grigio più chiari corrispondono masse volumiche maggiori e viceversa. I risultati qualitativamente migliori si ottengono impiegando campioni di spessore ridotto e costante. Nel caso specifico è stata analizzata una sezione radiale dello spessore di 1 mm irradiata per un tempo di 30 minuti con 14 kV di potenza e 5 mA di intensità del fascio radiogeno. La misura della densità ottica, che è stata effettuata tramite l'impiego di un densitometro laser della ditta LKB (Schirone & Lo Monaco, 1988), ha fornito una stima delle variazioni di densità all'interno del campione esaminato.

4.3.3 Analisi d'immagine

I metodi di analisi di immagine permettono di misurare gli elementi oggetto di studio rappresentati in un piano. L'immagine fornita da oggetti reali, da preparati microscopici o da fotografie può essere esaminata mediante sistemi di tipo semiautomatico o di tipo automatico. Il primo tipo richiede che l'operatore ricalchi, con una penna elettronica o con il *mouse*, i contorni dell'oggetto da esaminare ed il *computer* ne misura molti parametri contemporaneamente (area, perimetro, diametri, ecc.). Il tipo automatico invece necessita di una scheda digitalizzatrice che acquisisce l'immagine proveniente da una telecamera e la scompone in *pixel* ai quali viene associato un livello di grigio. Il *computer* è in grado di distinguere gli oggetti e di misurarne le dimensioni in base alle variazioni di livello di grigio tra *pixel* contigui.

Il tracheidogramma è la curva che esprime la variazione delle dimensioni delle cellule xilematiche (tracheidi) misurate su sezioni trasversali lungo una fila radiale.

In questa sede si riferisce su una serie di indagini, corrette con l'aiuto di un analizzatore di immagine di tipo automatico. L'immagine proveniente da un microscopio ottico attraverso la telecamera raggiunge una scheda digitalizzatrice che permette al *computer* la distinzione dei punti (*pixel*), che formano l'immagine in base a 256 livelli di grigio. Con la messa a punto di una *routine* di analisi (Codipietro, 1994) si è in grado di misurare, lungo una direzione radiale, sugli elementi osservati in sezione trasversale, le dimensioni del diametro del lume cellulare e dello spessore della doppia parete tra due cellule contigue.

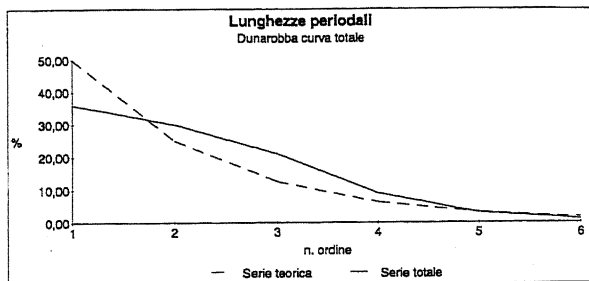


Fig. 16 - Lunghezze periodali totali. Anelli 1-565.
Total length of periods. Rings 1-565.

4.4 Risultati

L'analisi dendrocronologica ha consentito di costruire una curva fluttuante estesa per 565 anni. I parametri statistici che caratterizzano la curva totale e i suoi diversi tratti sono riportati in Tabella 1.

Nei primi 50 anelli gli accrescimenti sono ridotti (ampiezza media 63,6 centesimi di millimetro); segue un periodo di analoga estensione con ampiezze crescenti. Questo andamento può essere dovuto a rapporti di vicinato ed allo stato sociale delle piante nell'ambito della cenosi: da una situazione di aduggiamento si passa ad una condizione di dominanza o di isolamento nella quale la pianta può esplicare le proprie potenzialità di accrescimento. Successivamente, consolidata la condizione sociale, l'entità degli accrescimenti segue un *trend* debolmente decrescente legato a ragioni di ordine biologico. Infatti il decremento annuale può essere influenzato dall'aumento della circonferenza, dall'invecchiamento del cambio, dalla distanza della chioma dal punto di lettura (diametro, altezza, età, diverse concentrazioni ormonali e di nutrienti).

La curva mostra una sensibilità media elevata (0.332) fatto che denota una alta reattività della pianta alle sollecitazioni ambientali ed in primo luogo climatiche. Analizzando i diversi tratti di curva la sensibilità, pur mantenendosi elevata, mostra un andamento crescente. Poiché la sensibilità è legata anche alle condizioni ecologiche stagionali (Corona P., 1986), le variazioni temporali di questo parametro denotano un progressivo inasprimento delle condizioni ambientali di carattere generale o locale.

La modificazione delle condizioni ambientali, segnalata in modo generale dalla variazione in senso crescente della sensibilità, è probabilmente avvenuta in modo graduale, poiché le brusche variazioni di crescita, sia positive (incrementi) sia negative (riduzioni), sono di breve durata e si ritrovano in tutti i periodi considerati. L'inerzia negli accrescimenti, in accordo con i valori di MS, è più evidente nei primi 200 anelli della curva, per poi attestarsi su valori relativamente modesti.

Un'ulteriore conferma a queste considerazioni deriva dall'esame delle lunghezze periodali che sono state calcolate per la curva totale e per ambiti di 100 anni (Tab. 2, figg. 15 - 16).

La distribuzione delle frequenze delle lunghezze periodali nella curva totale presenta uno scostamento verso destra rispetto alla distribuzione teorica, con prevalenza delle lunghezze di 2° e 3° ordine. Questo tipo di distribuzione indica un clima tendenzialmente di tipo oceanico sebbene con caratteristiche differenti nel corso dei secoli in cui è vissuta la pianta. Infatti, le distribuzioni calcolate per periodi mostrano un progressivo attenuarsi delle lunghezze di ordine superiore, mentre le lunghezze biennali aumentano considerevolmente. Nell'ultimo tratto di curva, che abbraccia peraltro 65 anni, le variazioni unianuali raggiungono ben il 62%, denotando una

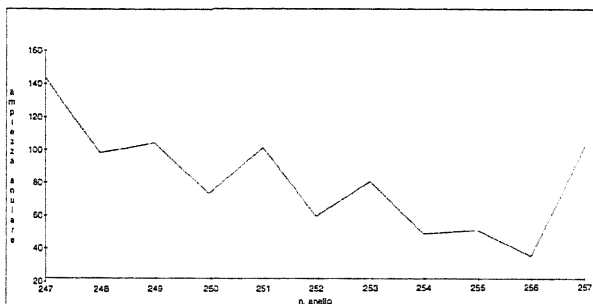
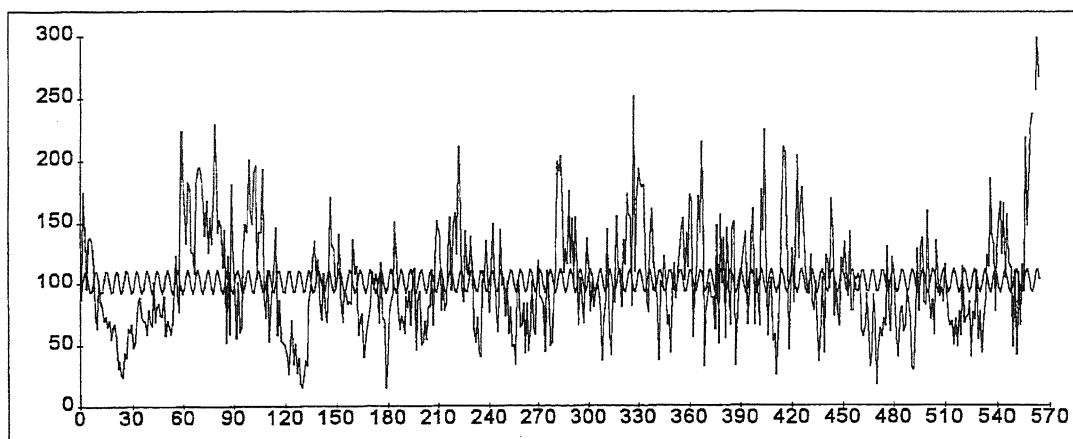


Fig. 17 - Esempio di variazioni uniannuali di ampiezza anulare. Anelli 247-257.
Example of variability of uniannual ring width. Rings 247-257.

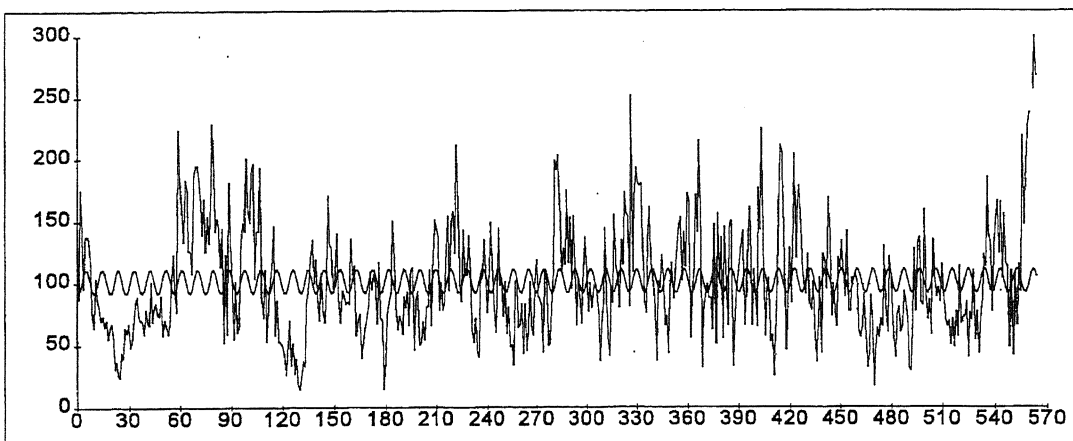
variabilità ambientale spiccata e facendo supporre condizioni più severe per gli accrescimenti.

La topografia delle lunghezze periodali di primo ordine può darci ulteriori elementi per delineare il quadro climatico: le variazioni uniannuali sono spesso consecutive, cioè la curva degli accrescimenti cambia direzione di anno in anno, anche per 10 intervalli adiacenti (Fig 17). Questa tendenza è generale su tutti i tratti della curva, ma nell'ultimo periodo, la frequenza di variazioni uniannuali protratte per più anni cresce indicando una variazione del clima verso un regime di tipo continentale.

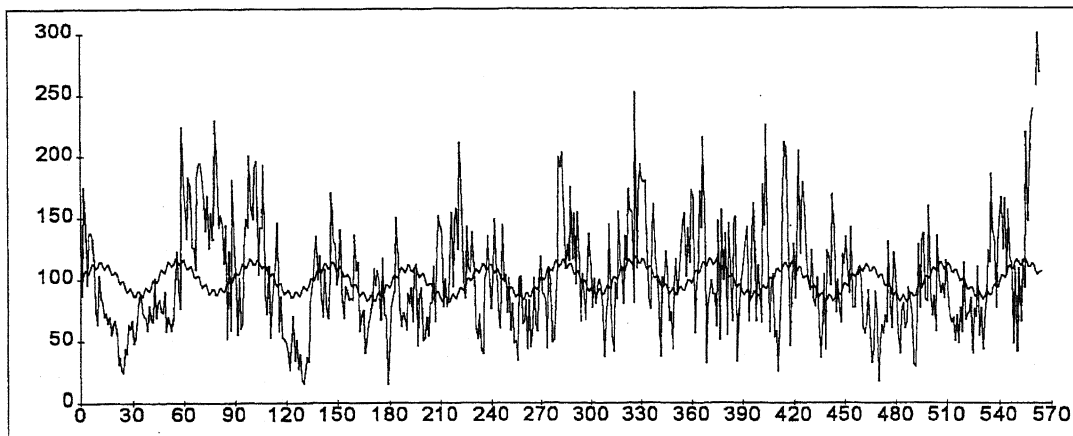
Accanto a queste variazioni ambientali di lungo termine, testimoniate dalla diversa distribuzione delle lun-



(a)



(b)



(c)

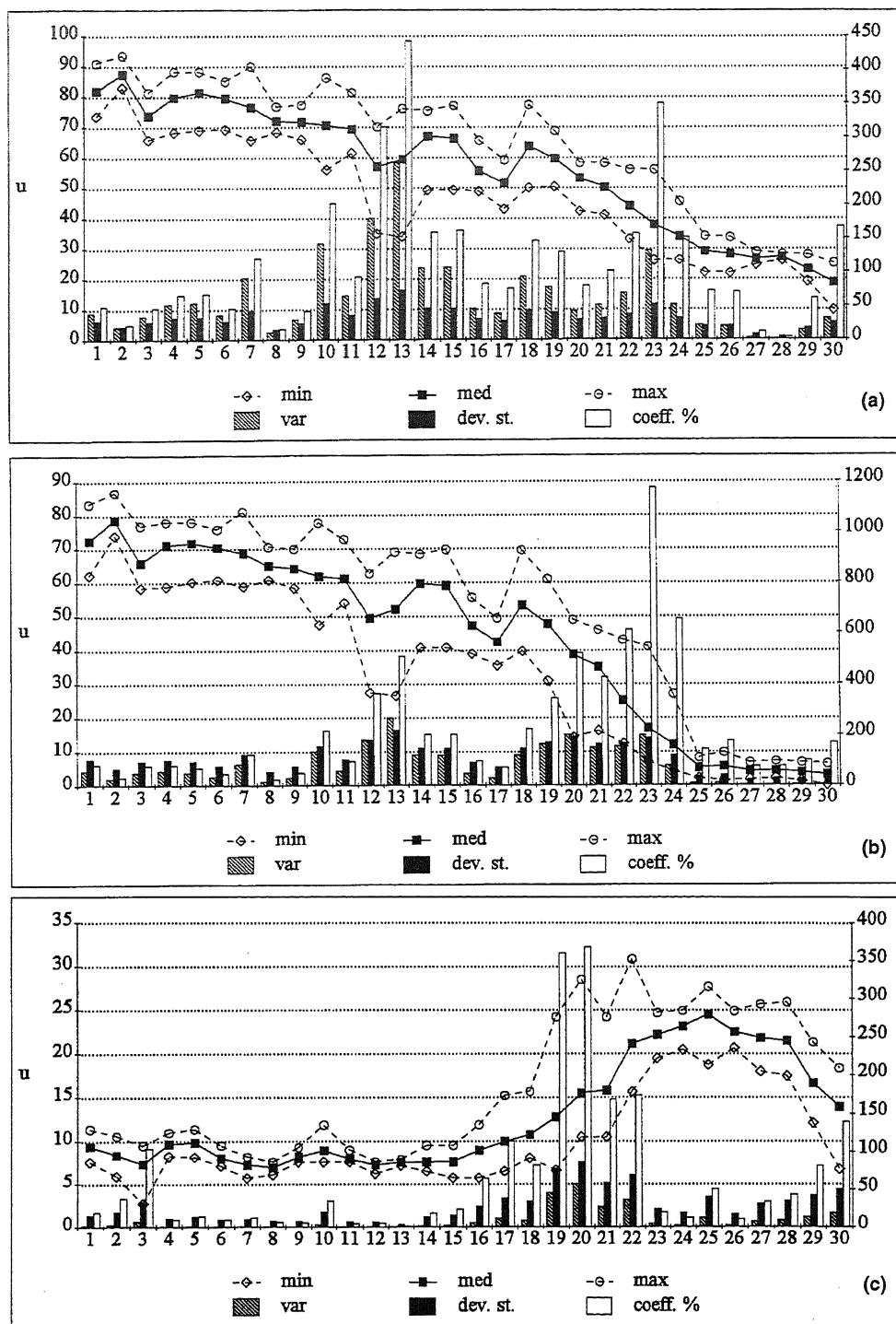


Fig. 19 - Tracheidogramma. (a) Variazione del diametro totale; (b) Variazione del lume cellulare; (c) Variazione dello spessore della doppia parete. (a)-(c): Standardizzazione secondo Vaganov.

(a) Tracheidogram. Total diameter variation. Vaganov's standardization. (b) Tracheidogram. Cell lumen variation. Vaganov's standardization. (c) Tracheidogram. Wall thickness variation. Vaganov's standardization.

ca mostra la presenza di periodicità di 5-6 e circa 11 anni (Fig. 18) in analogia con quanto ottenuto su altri due campioni prelevati nella stessa area di indagine. L'origine di queste due periodicità sembra debba essere collegata al ciclo dell'attività maculare solare di 11 anni, presente presumibilmente dall'era precambriana (Dicke, 1979, in Attolini *et al.*, 1988), e dell'armonica inferiore di 5-6 anni. Non necessariamente l'attività solare si ripercuote direttamente sull'entità degli accrescimenti delle piante; l'azione può essere infatti di tipo indiretto

ghezze periodali, esistono probabilmente variazioni periodiche di medio termine in alcuni parametri ambientali. Infatti l'analisi spettrale della curva dendrocronologica

e si esplica nella interferenza con le condizioni climatiche di una determinata area geografica. Frequentemente infatti l'attività solare è riconoscibile in fluttuazioni del regime pluviometrico e termometrico di determinate zone (Currie, 1993a; 1993b), soprattutto quando vengano considerate le fluttuazioni di 5-6 ed 11 anni. L'interferenza con l'attività cambiale delle piante arboree risulta in qualche caso particolarmente evidente (Uranova, 1986; Kocharov, 1989) ed in particolare la periodicità di 5-6 anni, oltre ad avere un riscontro fisico di tipo climatico, è stata trovata nei ritmi di accresci-

Fig. 18 - (a) Fluttuazioni di 5-6 anni interpolate alla curva dendrocronologica dei dati indicizzati; (b) fluttuazioni di 11 anni interpolate alla curva dendrocronologica dei dati standardizzati; (c) fluttuazioni di 44 anni interpolate alla curva dendrocronologica dei dati standardizzati.

(a) 5-6 year fluctuations fitted to the indexed mean curve; (b) 11 year fluctuations fitted to the indexed mean curve; (c) 44 year fluctuations fitted to the indexed mean curve.

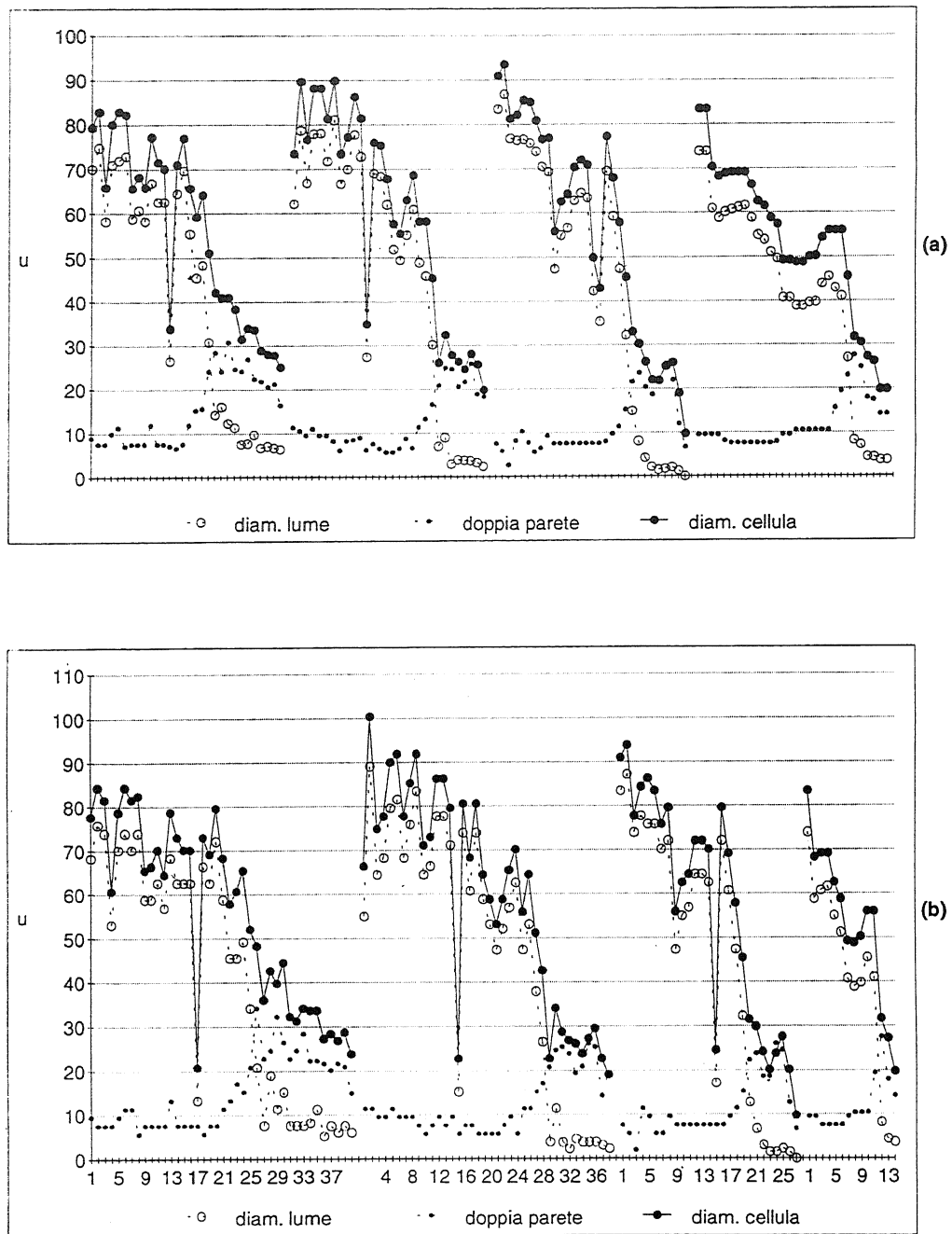


Fig. 20 - (a) Sequenza standardizzata secondo il metodo di Vaganov; (b) Sequenza dei tracheidogrammi grezzi.
 (a) Standardized series according to the Vaganov's method; (b) Raw tracheidogram series.

mento di alcune conifere di altitudine anche in Italia (Corona, 1965).

In altri casi, la relazione tra attività solare, parametri climatici ed attività cambiale delle piante non appare facilmente discernibile. Ciò è dovuto alle relazioni clima sole che non si manifestano ovunque con le medesime modalità e a ragioni intrinseche di tipo fisiologico nelle piante. Infatti, l'influenza dell'attività solare sui ritmi di accrescimento diviene più facilmente evidente quando i valori del "fattore limitante", fattore ambientale che regola i processi biologici della pianta, restringono anche il range di tolleranza ad un altro fattore ambientale (Kocharov, 1989).

Dall'analisi spettrale non emerge la fluttuazione di 22 anni che, secondo alcuni autori russi (cfr. Bitvinskas, 1989), trova riscontro nei ritmi di accrescimento di numerose conifere delle alte latitudini. Del resto l'onda di 22 anni appare essere onda debole, talvolta discontinua, e non puntuale nei fenomeni meteorologici ed è spesso risultata difficilmente estrapolabile, almeno alle nostre latitudini (Buli, 1949; Corona, 1967). Dal calcolo di una regressione di tipo sinusoidale nella curva dendrocronologica appare un accenno all'armonica superiore di 44 anni (Fig. 18c).

Ulteriori informazioni emergono dall'analisi d'immagini; infatti il confronto dei tracheidogrammi standardizzati

(Corona *et al.*, 1993) permette di trarre alcune conclusioni. In linea generale si tratta in questo caso di diagrammi tipici di specie con pausa iniziale e accrescimento regolare, come si registra attualmente in conifere di altitudine.

Il legno tardivo è in proporzione variabile: è costituito da cellule che rappresentano da 1/5 a 1/3 delle cellule totali dell'anello. Nei grafici che esprimono la variabilità dei tracheidogrammi tra un anno e l'altro, le maggiori variazioni del diametro totale si riscontrano dal 10° al 15° elemento, fatto che suggerisce una sensibilità della specie alle condizioni climatiche che presiedono le prime fasi dell'attività cambiale radiale (Fig. 19). Le variazioni maggiori del lume cellulare si riscontrano dal 20° al 24° elemento, con un massimo nel 23°; mentre lo spessore della doppia parete risulta più variabile negli elementi dal 19° al 22°. Questa maggiore variabilità può essere imputata alle differenti tipologie riscontrabili negli anelli di accrescimento: con abbondante legno di transizione o con repentino passaggio da cellule a lume ampio e parete sottile, a cellule a lume ridotto e pareti spesse (Fig. 19b-c). In alcuni anelli si manifesta un rapido decremento delle dimensioni radiali immediatamente prima della formazione del legno tardivo, attribuibile forse a scarse precipitazioni (Fig. 20a).

Degna di nota è la formazione di cellule di dimensioni molto piccole all'interno del legno primaticcio, visibili nel tracheidogramma standardizzato e con maggiore evidenza nel grafico della sequenza di tracheidogrammi grezzi (Fig. 20b).

5. ASPETTI MALACOFANISTICI ⁽³⁾

(a cura di A.D. Ciancherotti, D. Esu & O. Girotti)

5.1 Premessa

Gli strati della FFD hanno fornito una ricca malacofauna continentale, nella quale si possono distinguere due tipi di associazione, uno dominato da gasteropodi polmonati terrestri e l'altro da prosobranchi acquatici. Sia i polmonati sia i prosobranchi, oltre ad avere un preciso significato paleoecologico, hanno nel loro insieme valore biostratigrafico: associazioni dei primi caratterizzano il Villafranchiano inferiore (Pliocene medio), mentre quelle dei secondi il Villafranchiano superiore (Pleistocene inferiore) (Esu *et al.*, 1993). Questa distinzione ha come riferimento per il Pliocene medio i depositi di Villafranca d'Asti, dove i molluschi si associano ai vertebrati dell'Unità Faunistica di Triversa, mentre per il Pleistocene inferiore valgono i sedimenti dei bacini dell'Italia centrale, dove i molluschi stanno in strati caratterizzati dai mammiferi delle Unità Faunistiche di Olivola, Tasso e Farneta. Per la suddivisione del Villafranchiano secondo le Unità Faunistiche, vedi Azzaroli (1977).

Nel caso della FFD le due associazioni si rinvengono invece in un'unica formazione e nello stesso intervallo

di tempo; quella con prevalenza di polmonati caratterizza le facies dei paleosuoli idromorfi o quelle di stagno che si ritrovano a ridosso dei tronchi, mentre l'associazione a prosobranchi indica acque debolmente mosse e si rinviene nei sedimenti circostanti i tronchi.

Siamo quindi in presenza di un dato biostratigrafico affatto nuovo, che si tenterà di interpretare più avanti e che ha suscitato recentemente qualche perplessità negli scriventi.

5.2 Paleoecologia

L'associazione a polmonati terrestri con qualche specie di prosobranchi terrestri e bivalvi caratterizza i sedimenti aderenti ai tronchi (Esu & Girotti, 1991), definiti nella parte sedimentologica di questo lavoro come *litofacies c* dei paleosuoli idromorfi. Sono state riconosciute le seguenti specie:

Hydrocena (Hydrocena) dubrueilliana (PALADILHE) (Fig. 21, a-b)

Platyla cf. dupuyi (PALADILHE) (Fig. 21, m)

Carychium (Saraphia) pseudotetrodon STRAUCH

Carychium (Saraphia) cf. tridentatum (RISSO)

Carychium (Saraphia) sp. 1

Carychium sp.

Lymnaea truncatula (MÜLLER)

Negulus villafranchianus (SACCO) (Fig. 21, g)

Truncatellina sp. (Fig. 21, l)

Vertigo (Vertigo) antivertigo (DRAPARNAUD) (Fig. 21, i)

Vertigo (Vertilla) angustior cf. intermedia SCHLICKUM & STRAUCH (Fig. 21, p-q)

Gastrocopta (Albinula) acuminata fossanensis (SACCO) (Fig. 21, o)

Gastrocopta (Vertigopsis) dehmi SCHLICKUM & STRAUCH (Fig. 21, h)

Leiostyla gottschicki (WENZ) (Fig. 21, n)

Lauria (Lauria) cf. cylindracea (DA COSTA) (Fig. 21, c)

Vallonia (?) sp.

Eostrobilops aloisii MANGANELLI, DELLE CAVE & GIUSTI (Fig. 21, d-f)

Succinea sp.

Oxyloma cf. elegans (RISSO)

Punctum (Punctum) pygmaeum (DRAPARNAUD)

Vitrea contracta (WESTERLUND)

Vitrea sp.

Oxychilus sp.

Limax sp.

Laminifera (Laminiplicata) cf. villafranchiana (SACCO)

Helicidae indet.

Pisidium personatum MALM (Fig. 22, f)

Pisidium cf. pseudosphaerium SCHLESCH (Fig. 22, g)

L'analisi paleoecologica dei molluschi che si trovano nella *litofacies c* è stata eseguita per ogni singolo tronco. Come esempio illustrativo si riporta la composizione malacofaunistica del tronco 17M (questa sigla corrisponde alla mappatura della Soprintendenza Archeologica per l'Umbria). Le indicazioni fornite da questa associazione

⁽³⁾ Il lavoro è stato svolto con finanziamenti del M.U.R.S.T. (60 %) e del CNR-C.S. per il Quaternario e l'Evoluzione Ambientale.

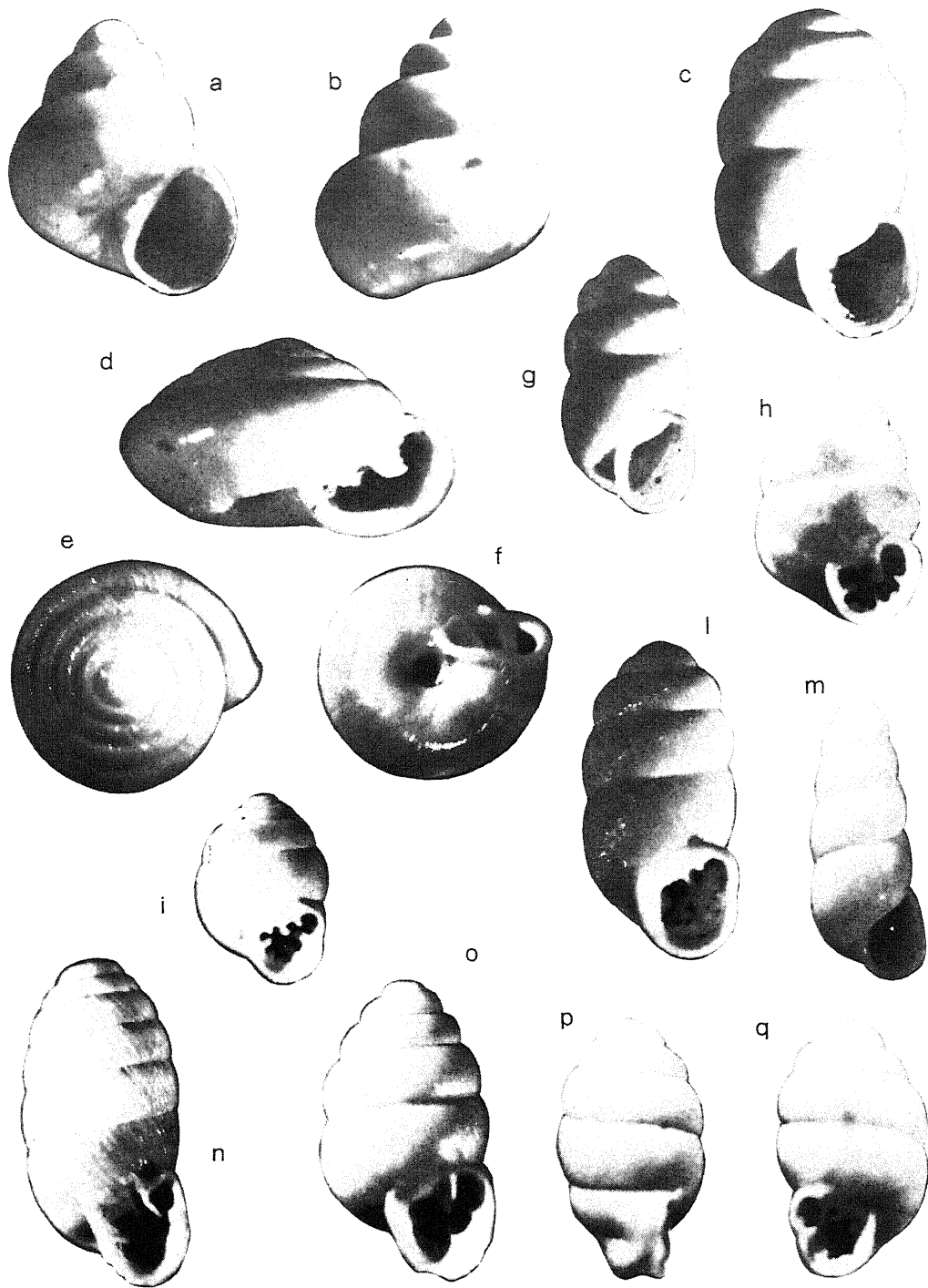


Fig. 21 - (a & b) *Hydrocena (Hydrocena) dubrueilliana* (PALADILHE), 15.8x, Dunarobba, tronco 23M [a] M.P.U.R.-7-1291, coll. ESU-GIROTTI; b) M.P.U.R.-7-1291, coll. ESU-GIROTTI]; (c) *Lauria (Lauria) cf. cylindracea* (DA COSTA), 22x, Dunarobba, tronco 7V [M.P.U.R.-7-1292, coll. ESU-GIROTTI]; (d, e & f) *Eostrobilops aloisii* MANGANELLI, DELLE CAVE & GIUSTI, (d) 21.3x, (e & f) 15.5x, Dunarobba, tronco 15V [d] M.P.U.R.-7-1293; e) M.P.U.R.-7-1294; f) M.P.U.R.-7-1295, coll. ESU-GIROTTI]; (g) *Negulus villafranchianus* (SACCO), 20.5x, Dunarobba, tronco 3V [M.P.U.R.-7-1296, coll. ESU-GIROTTI]; (h) *Gastrocopta (Vertigopsis) dehmi* SCHLICKUM & STRAUCH, 20.3x Dunarobba, tronco 3V [M.P.U.R.-7-1297, coll. ESU-GIROTTI]; (i) *Vertigo (Vertigo) antivertigo* (DRAPARNAUD), 15.2x, Dunarobba, tronco 15V [M.P.U.R.-7-1298, coll. ESU-GIROTTI]; (l) *Truncatellina* sp., 21x, Dunarobba, tronco 15V [M.P.U.R.-7-1283, coll. ESU-GIROTTI]; (m) *Platyla cf. dupuyi* (PALADILHE), 22x, Dunarobba, tronco 18M [M.P.U.R.-7-1299, coll. ESU-GIROTTI]; (n) *Leiostylia gottschicki* (WENZ), 14.6x, Dunarobba, tronco 24M [M.P.U.R.-7-1300, coll. ESU-GIROTTI]; (o) *Gastrocopta (Albinula) acuminata fossanensis* (SACCO), 14.2x, Dunarobba, tronco 25M [M.P.U.R.-7-1301, coll. ESU-GIROTTI]; (p-q) *Vertigo (Vertilla) angustior cf. intermedia* SCHLICKUM & STRAUCH, 23x, Dunarobba, tronco 3V [p] M.P.U.R.-7-1302; q) M.P.U.R.-7-1303, coll. ESU-GIROTTI].

(a & b) are from trunk 23M; (c) is from trunk 7V; (d, e, f, i & l) are from trunk 15V; (g, h, p & q) come from trunk 3V; (m) comes from trunk 18M; (n) is from trunk 24M; (o) is from trunk 25M. Cataloguing is in square brackets after each species.

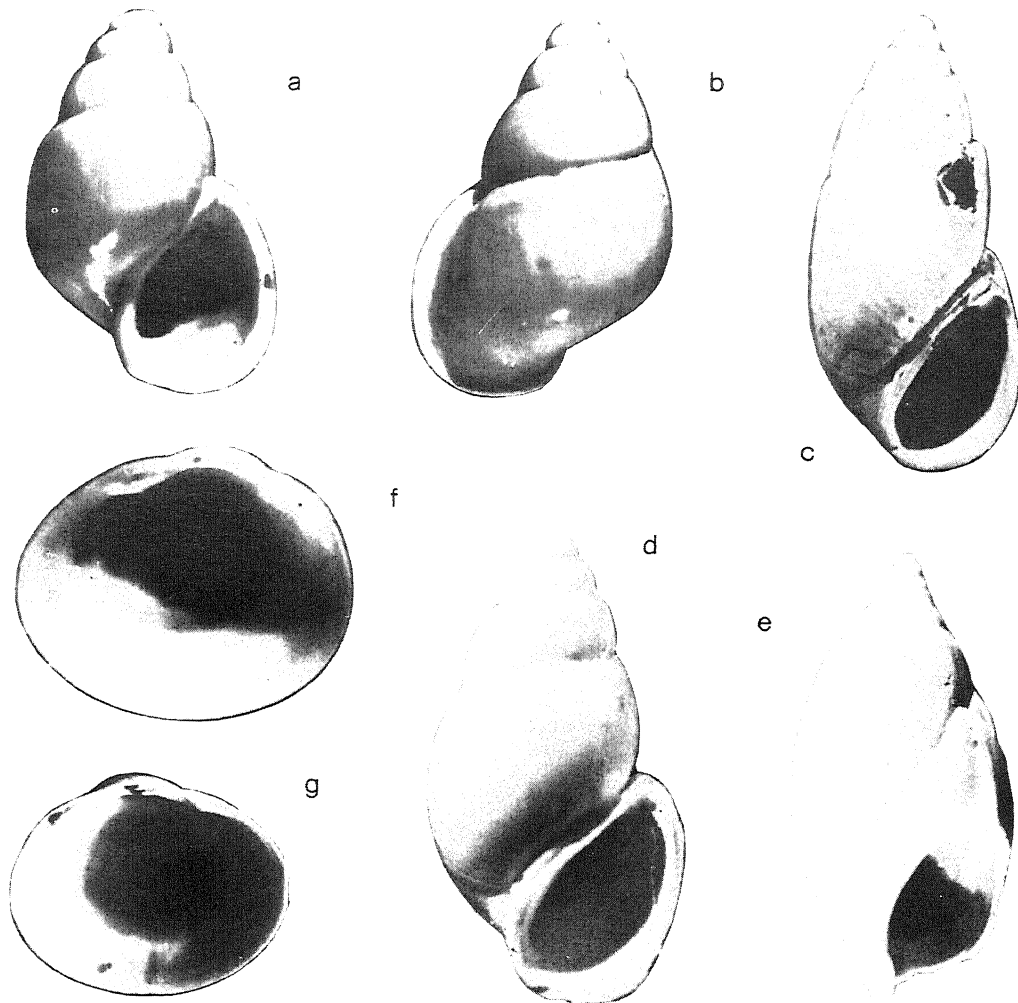


Fig. 22 - (a & b) *Emmericia umbra* DE STEFANI, 9.2x, Dunarobba, tronco 9V/6 [a] M.P.U.R.-7-1304; [b] M.P.U.R.-7-1305, coll. ESU-GIROTTI]; (c) *Prososthenia* sp., 12.4x, Dunarobba, cava bassa, argille inferiori [M.P.U.R.-7-1306, coll. ESU-GIROTTI]; (d) *Tournoyerina belnensis* (DÉLAFOND & DÉPÉRET), 24x, Dunarobba, tronco 9V/6 [M.P.U.R.-7-1307, coll. ESU-GIROTTI]; (e) *Melanopsis (Melanopsis) affinis* FÉRUSSAC, 4.5x, Dunarobba, *litofacies i* [M.P.U.R.-7-1308, coll. ESU-GIROTTI]; (f) *Pisidium personatum* MALM, 15.4x, Dunarobba, tronco 12V [M.P.U.R.-7-1309, coll. ESU-GIROTTI]; (g) *Pisidium* cf. *pseudosphaerium* SCHLESCH, 16.7x, Dunarobba, tronco 12V [M.P.U.R.-7-1310, coll. ESU-GIROTTI].

(a, b, d) are from trunk 9V/6; (c) comes from a quarry in "Lower clays"; (e) is from *litofacies i* sediments; (f & g) are from trunk 12V. Cataloguing is in square brackets after each species.

suggeriscono un ambiente boscoso con substrato da paludoso a fortemente igrofilo (Fig. 23).

L'associazione malacologica di altri tronchi mostra un passaggio graduale fra la *litofacies c* dei paleosuoli idromorfi e la *litofacies b* dei depositi di acque debolmente correnti. Si riporta come esempio la composizione malacofaunistica del tronco 12V (Fig. 24) indicante un ambiente boscoso, su substrato igrofilo con apporti di acque debolmente correnti (10% del prosobranchio *E. umbra*).

Le associazioni a gasteropodi prosobranchi acquatici con qualche specie di polmonati acquatici e di bivalvi caratterizzano invece sedimenti di acque correnti, debolmente correnti o stagnanti, e si rinvengono di preferenza nelle *litofacies b, a, g* ed *i*. Sono state riconosciute le seguenti specie:

Theodoxus (Neritaea) cf. *groyanus* (FÉRUSSAC)
Valvata (Valvata) cristata MÜLLER
Valvata (Cincinna) piscinalis (MÜLLER)

Prososthenia ovata (BRONN)

Prososthenia sp. C

Prososthenia sp. (Fig. 22, c)

Tournoyerina belnensis (DÉLAFOND & DÉPÉRET) (Fig. 22, d)

Hauffenia minuta (DRAPARNAUD)

Micromelania (Goniochilus) zitteli (SCHWARTZ von MOHRENSTERN)

Bithynia tentaculata (LINNEO)

Bithynia sp. [opercoli]

Emmericia umbra DE STEFANI (Fig. 22, a-b)

Melanopsis (Melanopsis) affinis FÉRUSSAC (Fig. 22, e)

Lymnaea peregra (LINNEO)

Gyraulus albus (MÜLLER)

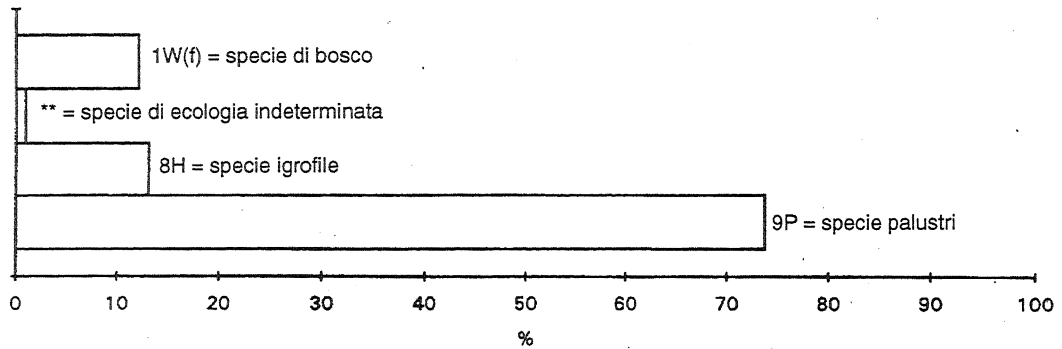
Gyraulus laevis (ALDER)

Acroloxus lacustris (LINNEO)

Corbicula fluminalis (MÜLLER)

Pisidium amnicum (MÜLLER)

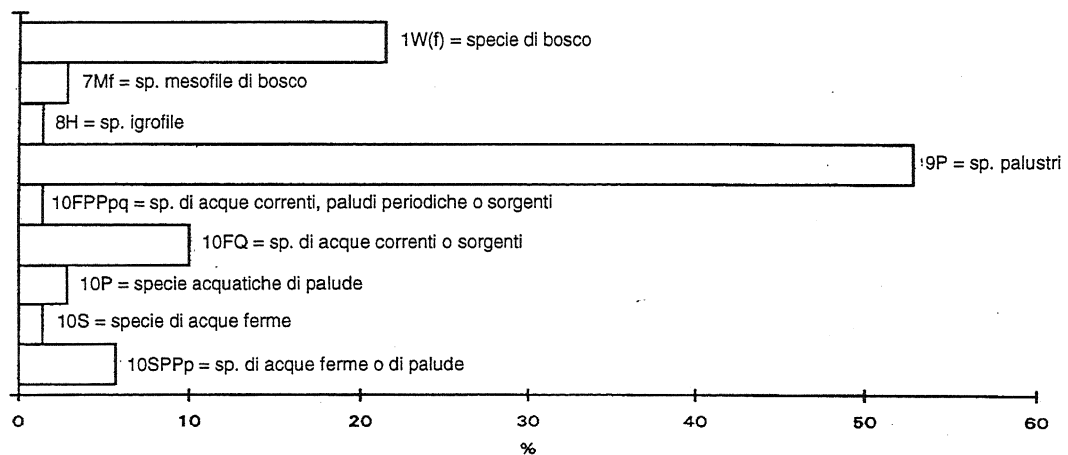
Pisidium cf. *pseudosphaerium* SCHLESCH



Specie rinvenute	N° ind.	% ind.	Sigla ec.	% classi ecologiche	
<i>Gastrocopta (A.) acuminata fossanensis</i>	8	8,08	1W(f)	1W(f)	12,12
<i>Gastrocopta (V.) dehmi</i>	4	4,04	1W(f)	**	1,01
<i>Truncatellina</i> sp.	1	1,01	**	8H	13,13
<i>Vertigo (V.) angustior</i> cf. <i>intermedia</i>	8	8,08	8H	9P	73,74
<i>Leiostryla gottschicki</i>	5	5,05	8H		
<i>Carychium (S.) pseudotetrodon</i>	1	1,01	9P		
<i>Carychium</i> sp.	70	70,71	9P		
<i>Succinea</i> sp.	1	1,01	9P		
<i>Oxyloma</i> cf. <i>elegans</i>					
Tot. ind.:	99				

Fig. 23 - Connotazione paleoecologica dei sedimenti del tronco 17M. Per ogni specie sono riportati il numero degli individui, la loro percentuale sul totale e la sigla della classe ecologica di appartenenza. Lo spettro ecologico è rappresentato dal grafico.

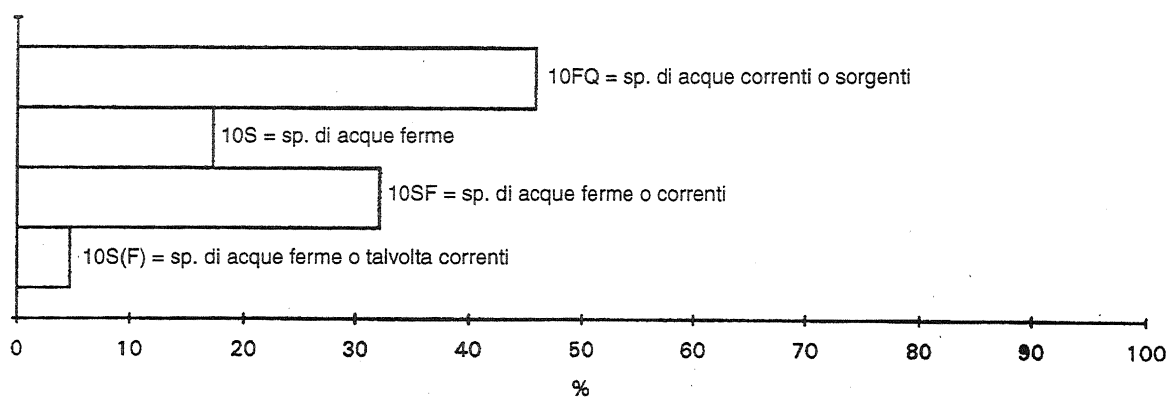
Paleoecological features of trunk 17M sediments. Number of specimens, their percentage and ecological class are shown for each species. The graph represents the ecological spectrum.



Specie rinvenute	N° ind.	% ind.	Sigla ec.	% classi ecologiche	
<i>Gastrocopta (A.) acuminata fossanensis</i>	15	21,43	1W(f)	1W(f)	21,43
<i>Lauria (L.) cylindracea</i>	2	2,86	7Mf	7Mf	2,86
<i>Leiostryla gottschicki</i>	1	1,43	8H	8H	1,43
<i>Carychium</i> sp.	30	42,86	9P	9P	52,86
<i>Succinea</i> sp.	7	10	9P	10FPPQ	1,43
<i>Emmericia umbra</i>	7	10	10FQ	10FQ	10
<i>Acroloxus lacustris</i>	1	1,43	10S	10P	2,86
<i>Lymnaea truncatula</i>	4	5,7	10SPPp	10S	1,43
<i>Pisidium personatum</i>	1	1,43	10FPPQ	10FPPQ	5,7
<i>Pisidium</i> cf. <i>personatum</i>	2	2,86	10P		
Tot. ind.:	70				

Fig. 24 - Connotazione paleoecologica dei sedimenti del tronco 12V. Per ogni specie sono riportati il numero degli individui, la loro percentuale sul totale e la sigla della classe ecologica di appartenenza. Lo spettro ecologico è messo in evidenza dal grafico.

Paleoecological features of trunk 12V sediments. Number of specimens, their percentage and ecological class are shown for each species. The graph represents the ecological spectrum.



Specie rinvenute	N° ind.	% ind.	Sigla ec.	% classi ecologiche
<i>Emmericia umbra</i>	77	45,83	10FQ	10FQ 45,83
<i>Gyraulus albus</i>	28	16,67	10S	10S 17,27
<i>Acroloxus lacustris</i>	1	0,6	10S	10SF 32,13
<i>Bithynia tentaculata</i>	54	32,13	10SF	10S(F) 4,77
<i>Tournouerina belnensis</i>	7	4,17	10S(F)	
<i>Lymnaea peregra</i>	1	0,6	10S(F)	
Tot. ind.:	168			

Fig. 25 - Connotazione paleoecologica dei sedimenti della *litofacies a*. Per ogni specie sono riportati il numero degli individui, la loro percentuale sul totale e la sigla della classe ecologica di appartenenza. Lo spettro ecologico è messo in evidenza dal grafico.

Paleoecological features of litofacies a sediments. Number of specimens, their percentage and ecological class are shown for each species. The graph represents the ecological spectrum.

L'analisi paleoecologica dei molluschi provenienti dalle riferite litofacies mette in evidenza associazioni in cui la componente terrestre dei polmonati è del tutto assente, indicando condizioni di sommersione. Come esempio si riportano gli spettri relativi a due campionature effettuate nella *litofacies a* (Fig. 25) e nella *litofacies i* (Fig. 26).

Inoltre, sia i polmonati sia i prosobranchi indicano, nel loro insieme, condizioni climatiche più calde delle attuali. Infatti diverse specie estinte appartengono a generi attualmente viventi a latitudini più basse di quelle italiane (Esu *et al.*, 1993).

5.3 Biostratigrafia

Come accennato, la prima associazione contiene diverse specie in comune con gli strati piemontesi che hanno fornito l'Unità Faunistica di Triversa (Ciangherotti *et al.*, 1994):

C. (S.) pseudotetrodon
N. villafranchianus
G. (A.) acuminata fossanensis
G. (V.) dehmi
L. gottschicki
E. aloisii
L. (L.) villafranchiana

Inoltre si hanno correlazioni con depositi pliocenici europei. In Francia (Côte d'Or, Hérault, Bresse) (Esu *et al.*, 1993):

H. dubrueilliana
C. (S.) pseudotetrodon
G. (V.) dehmi

In Germania (Esu *et al.*, 1993):

G. (V.) dehmi
L. gottschicki

In definitiva, la malacofauna a polmonati della FFD conferma un'età pliocenica dei depositi.

La malacofauna dominata dai prosobranchi ha invece un significato più problematico. Analizzandone la composizione si nota che:

1. Si rinvencono esemplari, attribuibili al genere *Prososthenia*, che non sono ancora ben identificati e che – comunque – non si conoscono al momento nei sedimenti sicuramente quaternari.

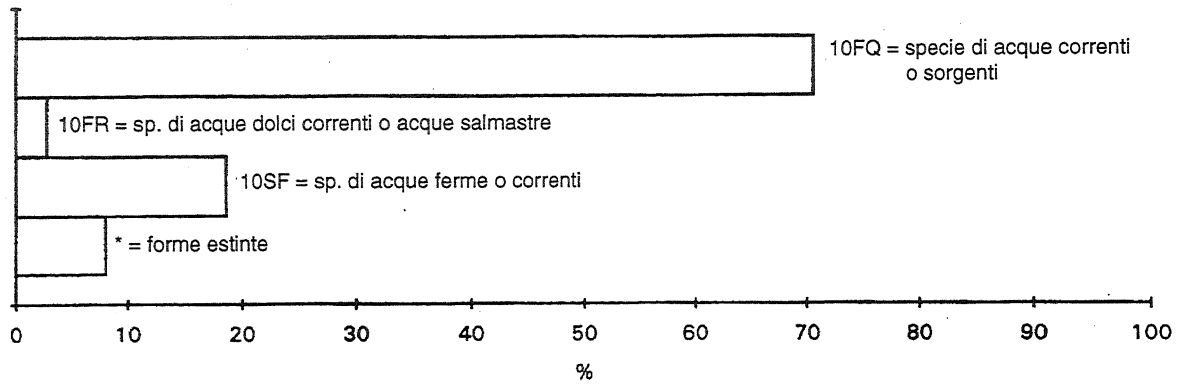
2. Altre specie invece erano state finora citate in letteratura solo per depositi quaternari italiani:

T. (N.) groyanus
T. belnensis (anche nel Pliocene francese)
M. (G.) zitteli (anche nel Pliocene dell'Europa orientale)
E. umbra
M. (M.) affinis
C. fluminalis (anche nel Pliocene europeo)

Fra queste, quelle che non hanno riscontro nel Pliocene europeo sono da considerarsi endemiche [*T. (N.) groyanus*, *E. umbra*, *M. (M.) affinis*] (Esu & Girotti, 1991).

3. Il resto delle specie preesisteva, è ancora vivente e non ha quindi valore biostratigrafico.

Tenendo conto dei tre punti appena esposti, l'associazione dell'ambiente sommerso, pur non essendo biostratigraficamente caratteristica (nel senso che, *Prososthenia a parte*, non ci sono specie confinate nel



Specie rinvenute	N° ind.	% ind.	Sigla ec.	% classi ecologiche	
<i>Emmericia umbra</i>	200	70,17	10FQ	10FQ	70,52
<i>Melanopsis (M.) affinis</i>	8	2,81	10FR	10FR	2,81
<i>Bithynia tentaculata</i>	53	18,6	10SF	10SF	18,6
<i>Hauffenia minuta</i>	1	0,35	10FQ	*	8,07
<i>Prosothenia</i> sp. C	22	7,72	*	*	
<i>Prosothenia</i> sp.	1	0,35	*		
Tot. ind.:	285				

Fig. 26 - Connotazione paleoecologica dei sedimenti della *litofacies i*. Per ogni specie sono riportati il numero degli individui, la loro percentuale sul totale e la sigla della classe ecologica di appartenenza. Lo spettro ecologico è messo in evidenza dal grafico.

Paleoecological features of litofacies i sediments. Number of specimens, their percentage and ecological class are shown for each species. The graph represents the ecological spectrum.

Pliocene), non è in contraddizione con un'età pliocenica dei sedimenti della FFD.

Si è detto, relativamente all'elenco del punto 2, che le specie endemiche (*T. (N.) groyanus*, *E. umbra*, *M. (M.) affinis*) erano state finora trovate solo in depositi quaternari. Esu *et al.* (1993) riscontrano infatti un marcato endemismo delle associazioni malacologiche dei depositi del Pleistocene inferiore dell'Italia centrale situati in bacini drenanti verso il Tirreno.

Al dato di Dunarobba vanno aggiunti anche quelli relativi a due altre sezioni vicine del Bacino Tiberino: quella di Fosso Bianco, che dà il nome alla formazione di Fosso Bianco (fFB) e quella della formazione di Ponte Naja (fPN), affiorante presso Todi, alla Fornace Toppetti (v. Cap. 2 sui caratteri geografici e stratigrafici). Le due sezioni sono considerate plioceniche poiché la fFB è in continuità al di sotto dei depositi della FFD ed era già considerata pliocenica in base ai dati palinologici dell'affioramento di Monte Santo presso Todi (Follieri, 1977) e la fPN ha fornito resti di vertebrati, fra cui un grosso equide preliminarmente attribuito a *Equus livenzovensis* (dati inediti). Inoltre, sia a Fosso Bianco sia nella fPN sono stati rinvenuti un probabile rappresentante della famiglia Lithoglyphidae ed esemplari attribuibili al genere *Prosothenia*, non ancora identificati che – comunque – per ora non si conoscono in depositi quaternari italiani. A cava Toppetti c'è anche un *Viviparus* sinora indeterminato e sconosciuto nel Pleistocene inferiore italiano.

Il contenuto malacologico di queste due sezioni

(Ciangherotti, 1992-93 e dati inediti) mostra analogie con quello di Dunarobba. Infatti si rinvengono le specie endemiche *T. (N.) groyanus*, *E. umbra* e *M. (M.) affinis*, esattamente come a Dunarobba.

Tenendo conto di tutti gli elementi esposti e dell'età pliocenica delle sezioni di Dunarobba, Fosso Bianco e fPN si deve concludere, dal punto di vista malacologico, che le associazioni a polmonati confermano l'età pliocenica dei depositi, mentre quelle a prosobranchi si estendono dal Pliocene medio al Pleistocene inferiore. Quest'ultimo dato integra le conoscenze sulla distribuzione stratigrafica dei molluschi continentali riferita da Esu & Girotti (1991).

6 - CONSIDERAZIONI CONCLUSIVE

Dallo studio interdisciplinare che ha riguardato la FFD, sotto il profilo stratigrafico, sedimentologico, palinologico, dendrocronologico e malacologico, sono emersi alcuni aspetti che hanno permesso di ampliare le conoscenze sull'ambiente e clima in cui viveva questa foresta.

I caratteri più salienti della ricerca possono essere così riassunti.

Le indagini litostratigrafiche e sedimentologiche hanno portato ai seguenti risultati:

- 1) La FFD è contenuta in depositi appartenenti alla formazione di Fosso Bianco (Figg. 3 e 4) di età pliocenica.
- 2) Questa formazione si è formata in un complesso

sistema deposizionale lacustre (Fig. 5). In essa sono state distinte quattro associazioni di facies, indicate con lettere maiuscole (A, B, C e D), che rispettivamente si sono depositate sul fondo del lago (da una profondità di pochi a parecchie decine di metri) su sistemi deltizi, in corrispondenza di aree costiere e su una conoide alluvionale che bordava il lago (Fig. 4).

Tra i depositi costieri (associazione di facies C) sono stati distinti due subambienti deposizionali: uno rappresentato da aree palustri (subassociazione di facies C1) ed un altro rappresentato da margini soggetti a moto ondoso (subassociazione di facies C2).

3) La FFD è contenuta all'interno della subassociazione di facies C1. Le litofacies che seppelliscono i tronchi sono costituite, in ordine di distribuzione decrescente, da (Figg. 6 e 7): paleosuoli pelitici, poco evoluti e idromorfi (*facies c*); depositi pelitici prodotti da un debole moto ondoso o dall'azione distale di un sistema deltizio (*facies b*); depositi argillosi laminati formati in piccoli stagni (*facies a*); ligniti depositate in aree palustri (*facies d*); sabbie lenticolari, prodotte dal moto ondoso o dall'azione distale di un sistema deltizio (*facies e*).

4) Il margine lacustre soggetto a moto ondoso (subassociazione di facies C2) (Figg. 6 e 9) è caratterizzato da strati sabbiosi lenticolari (*facies f*), formati durante le tempeste, alternati a depositi pelitici (*facies g*), depositati durante le condizioni di bel tempo. Nella successione studiata (Fig. 12B) questi depositi sono coperti da un paleosuolo limoso sabbioso con alla sommità uno strato di lignite (*facies h*), successivamente seguita verso l'alto da carbonati laminati, sedimentati in un piccolo bacino lacustre costiero (*facies i*).

5) Secondo la ricostruzione paleogeografica (Fig. 5) il lago pliocenico aveva una dimensione sufficiente per poter generare moto ondoso, tale da esercitare la sua influenza sui processi deposizionali costieri (subassociazione di facies C2). La presenza di margini lacustri paludosi (subassociazione di facies C1), non soggetti o limitatamente soggetti a moto ondoso può essere spiegata come conseguenza di barriere morfologiche, bassa pendenza delle coste, che attenuava l'azione del moto ondoso, o dall'azione protettiva della vegetazione palustre.

6) La conservazione della foresta *in situ* è stata attribuita a lenti e continui processi sedimentari che seppellirono gli alberi mentre vivevano, inserendo rapidamente parte del loro tronco in un ambiente riducente e conservativo nei confronti della sostanza organica vegetale (Fig. 12).

Dal punto di vista palinologico (Fig. 14) i primi 310 cm hanno messo in evidenza come due siano le curve polliniche più rappresentative, quella tipo-*Sequoia* e quella tipo-*Taxodium*. Poiché a livello macropaleontologico i legni della FFD risultano tutti monospecifici (Biondi & Brugiapaglia, 1991), appartenenti a *Taxodioxydon gypsaceum*, del tutto simile alla attuale *Sequoia sempervirens*, si desume che il polline di tipo-*Sequoia* rinvenuto sia da identificarsi con questa specie estinta e, quindi, sia di pro-

venienza locale; invece il polline di tipo-*Taxodium* si ritiene possa provenire da zone deltizie o lagunari. *Taxodioxydon gypsaceum* doveva vivere (Paganelli, 1995) non in zone permanentemente sommerse bensì in un sistema deposizionale soggetto a intermittenti fasi alluvionali.

Dal punto di vista dendrocronologico, le analisi xilologiche forniscono alcune indicazioni sui ritmi di accrescimento della pianta e sulle condizioni climatiche del periodo in cui la pianta stessa è vissuta.

In primo luogo, la tipologia xilematica degli anelli di accrescimento è riconducibile ad una alternanza delle stagioni. Infatti le variazioni incrementali sono ben distinte e caratterizzate da una zona di legno con cellule a lume relativamente ampio e pareti cellulari sottili e una zona di legno con cellule a legno di chiusura ben definite. Le variazioni intranulari, in particolare le differenti modalità di passaggio dalla zona primaticcia e la zona tardiva, indicano un decorso stagionale differenziato nei diversi anelli. Nella maggior parte dei casi il passaggio tra le due zone avviene bruscamente quasi a testimoniare l'avvento repentino di quei fattori climatici estremi (temperatura?) che inducono la stasi dell'attività cambiale radiale. Variazioni climatiche meno repentine sono ravvisabili, invece, nei pochi anelli nei quali si osserva la presenza di una zona di transizione, caratterizzata da graduale diminuzione del lume cellulare e da un graduale ispessimento delle pareti cellulari. Inoltre le caratteristiche delle cellule xilematiche intranulari sono influenzate dall'andamento stagionale all'inizio, durante ed alla fine del periodo vegetativo: infatti la tipologia dei tracheidogrammi si presenta non uniforme, ma differenziata tra i diversi anelli testimoniando un decorso stagionale differente.

Con l'analisi dendrocronologica è stata costruita una curva estesa per 565 anni in cui le variazioni temporali interanulari possono essere considerate espressione di modificazioni ambientali di breve, medio e lungo periodo. Le prime sono ravvisabili nelle oscillazioni tra accrescimenti consecutivi, le seconde e le terze sono ravvisabili dall'analisi spettrale e dall'analisi delle lunghezze periodali.

Le notevoli variazioni che si registrano tra le ampiezze anulari confermano un andamento stagionale differenziato nelle varie fasi di vita della pianta. Alcune fluttuazioni di medio e lungo periodo sembrano riconducibili all'attività solare ed assimilabili a quelle ritrovate attualmente su alcune piante in differenti latitudini del globo.

Dall'analisi delle lunghezze periodali il clima dell'epoca sembra assumere connotazioni tendenzialmente di tipo oceanico. Tuttavia esistono differenziazioni nei vari secoli di vita della pianta; in particolare, negli ultimi decenni sembra intervengano modificazioni in senso continentale.

Dal punto di vista malacofaunistico, le analisi dei sedimenti della FFD hanno evidenziato due tipi di associazioni a molluschi continentali. Le due associazioni, una a gasteropodi polmonati, l'altra a gasteropodi prosobranchi con qualche bivalve, forniscono chiare indicazioni tanto biostratigrafiche quanto paleoecologiche. I polmonati che si trovano principalmente nel sedimento

all'interno dei tronchi e aderenti ad essi (*litofacies c*), indicano un'età pliocenica ed un ambiente boscoso ad elevato grado di umidità fino a paludoso. I prosobranchi, che si rinvennero in litofacies diversi (*a, b, f, i*), indicano un ambiente di acque debolmente correnti e con le loro specie prefigurano quelle che saranno le associazioni del Pleistocene inferiore: alcune specie endemiche [*Theodoxus (N.) groyanus*, *Emmericia umbra* e *Melanopsis affinis*] ed altre (*Tournouerina belnensis* e *Micromelania (G.) zitteli*) che pur essendo ben rappresentate nel Pleistocene inferiore umbro, sono conosciute fin dal Pliocene nei bacini europei e si estinguono alla fine del Pleistocene inferiore.

A livello generico, la fauna nel suo insieme indica condizioni climatiche più calde delle attuali, essendo presenti dei generi e sottogeneri [*Negulus*, *Gastrocopta (Vertigopsis)*, *Gastrocopta (Albinula)*, *Theodoxus (Niritaea)*, *Melanopsis*] attualmente viventi a latitudini più basse.

Concludendo, si può affermare che le ricerche stratigrafiche, palinologiche e paleomalacologiche concordano nel ritenere che la FFD debba essere attribuita ad una fase del Pliocene con condizioni climatiche più calde delle attuali.

Le analisi dendrocronologiche, unitamente a quelle palinologiche, hanno anche messo in evidenza condizioni tendenzialmente oceaniche, venendo a confermare l'*habitat* ed il clima in cui viveva *Taxodioxylon gypsaceum*. Il fatto poi che negli anelli annuali più recenti si sia rilevato un inasprimento climatico ed una modificazione in senso continentale, rilevata dendrocronologicamente, verrebbe a confermare l'ipotesi, avanzata a livello palinologico, di una continentalizzazione del clima messa in evidenza dalla contrazione e rarefazione della curva di *Sciadopitys*.

Gli Autori sentono il dovere di ringraziare vivamente la Dott. Francesca Cugusi, ricercatore del C.S. per la Geologia Tecnica del C.N.R. e direttore responsabile di codesta rivista, che con tanta costanza è riuscita a coordinare la stesura del testo, permettendone così la pubblicazione.

BIBLIOGRAFIA

- Accorsi C. A., Bandini Mazzanti M. & Forlani L., 1989 - *Primi dati stratigrafici e palinologici sulla sequenza di Bernascone (Verona), datata alla base 18.870±300 B.P.* Inform. Bot. It., **21**, 240-245.
- Allen P.A., 1981 - *Devonian lake margin environments and processes, SE Shetland, Scotland.* J. Geol. Soc. London, **138**, 1-14
- Ambrosetti P., Barbieri M., Basilici G., Bozzano F., De Pari P., Di Filippo M., Di Maio R., Duddridge G., Etiopè G., Gambino P., Grainger P., Lombardi S., Mottana A., Patella D., Pennacchioni E., Ruspandini T., Scarascia Mugnozza G., Sordoni G., Tazioli S., Toro B., Valentini G. & Zuppi G., 1993 - *Analysis of geoenvironmental conditions as morphological evolution factors of the sand-clay series of the Tiberino valley and Dunarobba Forest preservation.* Proc. Progress Meet. in the Mirage Project, 3rd phase, Bruxelles 7-8 Oct. 1993, 17 pp.
- Ambrosetti P., Basilici G., Capasso Barbato L., Carboni M.G., Di Stefano G., Esu D., Gliozzi E., Petronio C., Sardella R. & Squazzini E., 1994 - *Il Pleistocene inferiore nel ramo sud-occidentale del Bacino Tiberino (Umbria): aspetti litostratigrafici e biostratigrafici.* Il Quaternario, **8**(1) (1995), 19-36.
- Anderson R.Y. & Dean W.E., 1988 - *Lacustrine varve formation through time.* Palaeogeog. Palaeoclimat. Palaeoecol., **62**, 215-235.
- Attolini R., Galli M., Nanni T., Ruggiero L., Zuanni F., 1988 - *Preliminary observations of the fossil forest of Dunarobba (Italy) as a potential archive of paleoclimatic information.* Dendrochronologia, **6**, 141-150.
- Azzaroli A., 1977 - *The Villafranchian Stage in Italy and the Plio-Pleistocene boundary.* Giorn. Geol., **41**(2), 61-79.
- Basilici G., 1992 - *Il Bacino continentale Tiberino (Plio-Pleistocene, Umbria): analisi sedimentologica e stratigrafica.* Tesi di Dottorato, Università di Bologna, 323 pp. (inedita).
- Basilici G., 1994 - *Revisione del Villafranchiano nell'area-tipo di Villafranca d'Asti: sedimentologia.* In: Carraro, F. (Ed.), *Revisione del Villafranchiano nell'area-tipo di Villafranca d'Asti. Studio interdisciplinare in occasione del Convegno sul tema: "Il significato del Villafranchiano nella stratigrafia del Plio-Pleistocene"*, Peveragno (Cuneo) - Villafranca (Asti), 20-24 giugno 1994 (Preprint).
- Basilici G., 1995 - *Sedimentologia della parte distale di una conoide alluvionale del Pliocene superiore (Bacino Tiberino, Umbria).* Il Quaternario, **8**(1), 37-52.
- Basilici G., Bertini A. & Pontini M.R., 1995 - *Oscillations climatiques dans le Pliocene de l'Italie Centrale: l'exemple de la section de Fosso Bianco (Bassin Tiberino, Umbria).* 14° Symp. de l'Ass. des Palynologues de Langue française (Résumés), p.18
- Bates, C.C., 1953 - *Rational theory of delta formation.* Am. Ass. Petrol. Geol. Bull., **37**(9), 2119-2162.
- Bertolani Marchetti D., 1960 - *Metodo di preparazione dei sedimenti per l'analisi palinologica.* Atti Soc. Nat. e Mat. di Modena, **91**, 58-59.
- Bertolani Marchetti D., 1986 - *Palinologia plio-pleistocenica ed eopleistocenica del Nord-Italia.* Boll. Acc. Gioenia Sci. Nat., **19**, n. 328, 189-195.
- Biondi E., 1982 - *Taxodioxylon gypsaceum (Göppert) Kräusel, legno fossile rinvenuto nel Miocene dell'Italia centrale.* Giorn. Bot. It., **116**, 227-233.
- Biondi E. & Brugiapaglia E., 1991 - *Taxodioxylon gypsaceum (Göppert) Kräusel, in the Fossil Forest of Dunarobba (Umbria, Central Italy).* Flora Mediterranea, **1**, 111-120.
- Birkeland P.W., 1984 - *Soil and geomorphology.* Oxford

- University Press, New York.
- Bitvinskas T., 1989 - *Prognosis of tree growth by cycles of solar activity*. In Cook & Kairiukstis, 1989.
- Bown T.M. & KRRaus M.J., 1981 - *Vertebrate fossil-bearing paleosol units (Willwood Formation, Lower Eocene, northwest Wyoming, U.S.A.): implications for taphonomy, biostratigraphy and assemblage analysis*. *Paleogeog. Paleoclimat. Paleoecol.*, **34**, 31-56.
- Boyd R., Forbes D.L. & Heffler D.E., 1988 - *Time sequence observations of wave formed sand ripples on an ocean shoreface*. *Sedimentology*, **35**, 449-464.
- Brewer R., 1976 - *Fabric and mineral analysis of soil* (2nd ed.), Krieger, New York.
- Buli U., 1949 - *Ricerche climatiche sulle Pinete di Bologna*. Tip. Mareggiani.
- Catt J.A., 1990 - *Paleopedology manual*. *Quater. Int. J. Int. Union Quater. Res.*, **6**, 1-31.
- Ciangherotti A. D., 1992-93 - *Le malacofaune continentali plioceniche del Bacino di Villafranca d'Asti e del Bacino Tiberino*. Tesi di laurea inedita, 456 pp., Università degli Studi di Roma "La Sapienza".
- Ciangherotti A.D., Esu D. & Girotti O., 1994 - *Molluschi*. In: *Revisione del Villafranchiano nell'area-tipo di Villafranca d'Asti*. Preprint Conv. AIQUA-CNR "Il significato del Villafranchiano nella stratigrafia del Plio - Pleistocene", Peveragno (Cuneo) - Villafranca (Asti).
- Codipietro G., 1994 - *L'analisi d'immagine in xilologia. I tracheidogrammi dell'abete rosso*. Tesi di dottorato in Scienze del legno, Università della Tuscia, Viterbo.
- Cook E.R. & Kairiukstis L.A., 1989 - *Methods of Dendrochronology. Applications in the Environmental Sciences*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 394 pp.
- Corona E., 1967 - *Onda ventiduenale in cerchie annuali di un larice*. *L'Italia Forestale e Montana*, **2**, 57-60.
- Corona E., 1992 - *La dendrocronologia come strumento per lo studio delle variazioni climatiche*. *Atti Conv. Lincei*.
- Corona P., 1986 - *La sensibilità media come indicatore stagionale. Indagini preliminari*. *Dendrochronologia*, **4**, 79-85.
- Corona E., Lo Monaco A., Romagnoli M. & Codipietro G., 1993 - *Indagine dendrocronologica sulla foresta fossile di Dunarobba*. (in stampa).
- Crispino, P., 1994 - *Revisione e schedatura delle raccolte classiche di Molluschi continentali dell'area amarina in funzione della determinazione sistematica dei reperti provenienti dalle argille della Foresta Fossile di Dunarobba e di una loro caratterizzazione paleoambientale*. Relazione interna, Università di Perugia, 134 pp. (inedita).
- Currie R., 1993a - *Luni-solar 18.6- and solar cycle 10-11 year signals in USA air temperature records*. *Int. Jour. of Climatology*, **13**, 31-50.
- Currie R., 1993b - *Luni-solar 18.6 and 10-11 year solar cycle signals in South African rainfall*. *Int. Jour. of Climatology*, **13**, 237-256.
- Dott R.H. (Jr.) & Bourgeois J., 1982 - *Hummocky stratification: significance of its variable bedding sequences*. *Geol. Soc. of Amer. Bull.*, **93**, 663-680.
- Duchaufour P., 1977 - *Pédologie*. Masson & Cie., Paris-New York-Barcelona-Milan, I Vol., 477 pp.
- Duke W.L., 1985 - *Hummocky cross-stratification, tropical hurricanes, and intense winter storms*. *Sedimentology*, **32**, 167-194.
- Elliot T., 1986 - *Deltas*. In: Reading H.G. (Ed.), *Sedimentary Environments and Facies* (2nd edition). Blackwell's Scientific, Oxford, 13-154.
- Esu D. & Girotti O., 1991 - *Late Pliocene and Pleistocene assemblages of continental molluscs in Italy. A survey*. *Il Quaternario*, **4**(1a), 137-150.
- Esu D. & Girotti O., 1991 - *Late Pliocene and Pleistocene assemblages of continental molluscs in Italy. A survey*. *Il Quaternario*, **4**(1a), 137-150.
- Esu D., Girotti O. & Kotsakis T., 1993 - *Palaeobiogeographical observations on Villafranchian continental molluscs of Italy*. *Scripta Geol., Spec. Issue*, **2**, 101-119.
- Eyles N. & Clark B.M., 1986 - *Significance of hummocky and swaley cross-stratification in late Pleistocene lacustrine sediments of the Ontario basin, Canada*. *Geology*, **14**, 679-682.
- Farrel K.M., 1987 - *Sedimentology and facies architecture of overbank deposits of the Mississippi River, False River Region, Louisiana*. In: Ethridge F.G., Flores R.M. & Harvey M.D. (Eds.), *Recent Developments in Fluvial Sedimentology*. *Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ.*, **39**, 111-120.
- Fernandez Lopez S., 1984 - *Nuevas perspectivas de la tafonomia evolutiva: tafosistemas y asociaciones conservadas*. *Estudios Geologicos*, **40**, 215-224.
- Flores R.M., 1981 - *Coal deposition in fluvial paleoenvironments of the Paleocene Tongue River member of the Fort Union Formation, Powder River area, Powder River basin, Wyoming and Montana*. In: Ethridge F.G. & High L.R. (Eds.), *Recent and ancient non marine depositional environments: models for exploration*. *Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Publ.*, **31**, 169-190.
- Follieri M., 1977 - *Evidence on the Plio-Pleistocene paleofloristic evolution in Central Italy*. *Riv. Ital. Paleont.*, **83**(4), 925-930.
- Follieri M., Magri D. & Sadori L., 1986 - *Late Pleistocene Zelkova extinction in Central Italy*. *New Phytologist*, **103**, 269-273.
- Gastaldo R.A., 1986 - *Implications on the paleoecology of autochthonous Lycopods in clastic sedimentary environments of the early Pennsylvanian of Alabama*. *Palaeogeog. Palaeoclimat. Palaeoecol.*, **53**, 191-212.
- Glenn C.R. & Kelts K., 1991 - *Sedimentary rhythms in lake deposits*. In: Einsele G., Richey W. & Seilacher A. (Eds.), *Cycles and Events in Stratigraphy*, 188-221.
- Greenwood B. & Sherman D.J., 1986 - *Hummocky cross-stratification in the surf zone: flow parameters and bedding genesis*. *Sedimentology*, **33**, 33-45.
- Ho C. & Coleman J.M., 1969 - *Consolidation and*

- cementation of recent sediments in the Atchafalaya Basin. Geol. Soc. of Amer. Bull.*, **80**, 183-192.
- Horne J.C., Ferm J.C., Caruccio F.T. & Baganza B.P., 1978 - *Depositional models in coal exploration and mine planning in Appalachian Region. Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, **62**, 2379-2411.
- Huber B., 1970 - *Lichtmikroskopische Untersuchungen an Hölzern, besonders die Bestimmung ihrer systematischen Zugehörigkeit. In: Handbuch der Mikroskopie in der Technik - Band V. Mikroskopie des Holzes und des Papiers. Umschau-Verlag*, 37-103 & 171-211, Frankfurt A.M.
- Kasinski J. R., 1991 - *Tertiary lignite-bearing lacustrine facies of the Zittau Basin: Ohre rift system (Poland, Germany and Czechoslovakia). In: Anadon P., Cabrera Li. & Kelts K. (Eds.), Lacustrine facies analysis. Spec. Publ., Int. Ass. Sediment.*, **13**, 93-107.
- Kelts K. & Hsu K.J., 1978 - *Freshwater carbonate sedimentation. In: Lerman A. (Ed.), Lakes: Chemistry, Geology and Physics*, 295-323, Springer-Verlag, New York.
- Kocharov G.E., 1989 - *Tree rings: a unique source of information on processes on the earth and in space. In Cook & Kairiukstis*, 1989.
- Lambert A. & Hsu K.J., 1979 - *Non-annual cycles of varve-like sedimentation in Walensee, Switzerland. Sedimentology*, **26**, 453-461.
- Lavecchia G., 1988 - *The Tyrrhenian-Appennines system: structural setting and seismotectogenesis. Tectonophysics*, **147**, 263-296.
- Lin Chansong, Yang Qi & Li Sitian, 1991 - *Structural and depositional patterns of the Terziary Baise Basin, Guang Xi Autonomous Region (southeastern China): a predictive model for fossil fuel exploration. In: Anadon P., Cabrera Li. & Kelts K. (Eds.), Lacustrine facies analysis. Spec. Publ., Int. Ass. Sediment.*, **13**, 75-92.
- Margalef R., 1983 - *Limnologia. Ediciones Omega*, Barcelona, 1010 pp.
- Martel A.T. & Gibling M.R., 1991 - *Wave-dominated lacustrine facies and tectonically controlled cyclicity in the Lower Carboniferous Horton Bluff Formation, Nova Scotia, Canada. In: Anadon P., Cabrera Li. & Kelts K. (Eds.), Lacustrine facies analysis. Spec. Publ. Int. Assoc. Sediment.*, **13**, 223-243.
- Martinetto E., 1994 - *Paleocarpology and the "in situ" ancient plant communities of a few Italian Pliocene fossil forests. In: Matteucci R. et al. (Eds.), Studies on ecology and paleoecology of benthic communities. Boll. Soc. Paleont. Ital., Spec. vol.*, **2**.
- Maltby E., 1986 - *Waterlogged Wealth. An earthscan paperback. Int. Inst. Env. and Devel.*, 193 pp.
- Martine I.P. & Glooschenko W.A., 1985 - *Cold climate Peat Formation in Canada, and its revelance to lower Permian coal measures of Australia. Earth-Science Reviews*, **22**, 107-140.
- Masini F., Rook L., Abbazzi L., Ambrosetti P., Azzaroli A., Ficarelli G., Gentili S., Kotsakis T., Sala B. & Torre D., 1994 - *Mammalian faunas of selected Villafranchian localities of Italy. Poster, Convegno AIQUA-CNR "Il significato del Villafranchiano nella stratigrafia del Plio-Pleistocene", Peveragno (Cuneo) - Villafranca (Asti).*
- McMillan N.J., 1986 - *Tertiary fossil forest in the Artic. Episodes*, **9**(3), 169-170.
- Melvin J., 1987 - *Fluvio-paludal deposits in Lower Kekiktuk formation (Mississippian), Endicott field, Northeast Alaska. In: Ethridge F.G., Flores R.M. & Harvey M.D. (Eds.), Recent Developments in Fluvial Sedimentology. Spec. Publ. 39*, 343-352.
- Meneghini M. & Paganelli A., 1993 - *The fossil forest of Dunarobba (Umbria - Central Italy): palaeoforestry history through a palynological study. Biogeographia*, **17**, 101-111.
- Mosbrugger V., Gee C. T., Belz G. & Ashraf A.R., 1994 - *Three dimensional reconstruction of an in-situ Miocene peat forest from the Lower Rhine Embayment, northwestern Germany - new methods in palaeovegetation analysis. Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, **110**, 295-317.
- Murphy D.H. & Wilkinson B.H., 1980 - *Carbonate deposition and facies distribution in a central Michigan marl lake. Sedimentology*, **27**, 123-135.
- Oyama M. & Takehara H., 1967 - *Revised standard soil color chart.*
- Paganelli A., 1961a - *Il graduale impoverimento della flora forestale nel Quaternario della Pianura Padana. N. Giorn. Bot. It., n.s.*, **68**, 109-117.
- Paganelli A., 1961b - *Lineamenti paleobotanici del Pleistocene inferiore nel territorio Umbro-Marchigiano. Arch. Bot. e Biogeogr. It.*, **37**, 4. s., 6(4), 1-8.
- Paganelli A., 1984 - *Storia climatico-forestale del Pliocene e del Quaternario. In: Banca Popolare di Verona (Ed.) - Il Veneto nell'antichità: preistoria e protostoria. vol. 1, Graf. Fiorini Verona*, 69-94.
- Paganelli A., 1995 - *Esempio di studio paleoecologico in un ambiente "villafranchiano" a Dunarobba (Umbria, Italia). Arch. Geobot.*, **1**(2), in corso di stampa.
- Paganelli A. & Miola A., 1991 - *Chestnut (Castanea sativa Mill.) as indigenous species in northern Italy. Il Quaternario*, **4**(1a), 99-106.
- Platt N. H. & Wright V. P., 1991 - *Lacustrine carbonates: facies models, facies distyributions anf hydrocarbon aspects. In: Anadon P., Cabrera Li. & Kelts K. (Eds.), Lacustrine facies analysis. Spec. Publ., Int. Assoc. Sediment.*, **13**, 57-74.
- Principi P., 1942 - *Le flore del Neogene. Pubbl. Univ. degli Studi di Firenze, Fac. Agr. e Forest., Tip. Ricci Firenze*, 147 pp.
- Quezel P., Di Francesco G. & Garfi G., 1993 - *Découverte d'un Zelkova en Sicilie sud-orientale. Incidences biogéographiques et historiques. C. R. Acad. Sci. Paris*, 316, Série III, 21-26.
- Rasp R. A., 1990 - *Redwood. The story behind the scenery.*

- K. C. Publications, Inc., Las Vegas, Nevada, 54 pp.
- Retallack G.J., 1990 - *Soils of the past. An introduction to paleopedology*. Unwin Hyman, Boston, 520 pp.
- Romagnoli M., Schirone A. & Lo Monaco A., 1991 - *L'uso dei raggi X in xilologia, con particolare riferimento alle indagini dendroclimatologiche. Parte III*. Linea Ecologica, 2.
- Rudolph K., 1935 - *Mikrofloristische Untersuchung tertiärer Ablagerungen im nördlichen Böhmen*. Beihefte z. Botan. Centralb., Abt. B, 54, 244-328.
- Sartori, R., 1989 - *Evoluzione neogenico-recente del bacino tirrenico e suoi rapporti con la geologia delle aree circostanti*. Giornale di Geologia, 51(2), 1-39.
- Schirone A. & Lo Monaco A., 1988 - *L'uso dei raggi X in xilologia, con particolare riferimento alle indagini dendroclimatologiche. Parte I*. Linea Ecologica, 5, 47-53.
- Schweingruber F.H., 1989 - *Tree rings*. Kluwer Academy Publishers, Dordrecht, Holland, 276 pp.
- Seilacher A., 1982 - *Distinctive features of sandy tempestites*. In: Einsele G. & Seilacher A. (Eds.), *Cyclic and event stratification*. Springer-Verlag, 333 - 349.
- Sly P.G., 1978 - *Sedimentary Processes in Lakes*. In: Lerman A. (Ed.), *Lakes: Chemistry, Geology and Physics*, 65-89, Springer-Verlag, New York.
- Smith G.A., 1986 - *Coarse-grained nonmarine volcanoclastic sediment: terminology and depositional process*. Geol. Soc. of Amer. Bull., 97, 1-10.
- Soil Survey Staff, 1975 - *Tassonomia del suolo*. Ed. italiana a cura di C. Giovagnotti, Edagricole, 1980, 855 pp.
- Stella E., 1984 - *Fondamenti di limnologia*. Ed. dell'Ateneo, 300 pp.
- Uranova T., 1986 - *The connection of tree-ring growth and of some other natural phenomena with the solar planetary cycle and supernovae explosions*. Dendrochronologia, 4, 9-36.
- Wells J.T & Coleman J.M., 1981 - *Physical processes and fine-grained sediment dynamics, coast of Surinam, South America*. Jour. Sed. Petr., 51(4), 1053-1068.
- Wright L.D., 1977 - *Sediment transport and deposition at river mouths: a synthesis*. Geol. Soc. of Amer. Bull., 88(6), 857-868.

Ms. ricevuto: Dicembre 1995
 Testo definitivo ricevuto: Dicembre 1995

Ms. received: December, 1995
 Final text received: December, 1995