

REVISIONE DEL VILLAFRANCIANO NELL'AREA-TIPO DI VILLAFRANCA D'ASTI*

a cura di F. Carraro (1)

con il contributo di: P. Ambrosetti, M. Angela-Franchini, A. Azzaroli, G. Basilici, G. Belluomini, R. Bertoldi, P. Boano, D. Bormioli, F. Campanino, R. Caramiello, F. Carraro, M. Cerasoli, A. Ciangherotti, R. Compagnoni, D. Esu, E. Ferrero, G. Ficarelli, M.G. Forno, G. Genovese, M. Giardino, O. Girotti, E. Gliozzi, R. Lanza, D. Mai, L. Manfra, E. Martinetto, F. Masini, A. Moscariello, G. Pavia, A. Perotto, R. Polino, B. Sala, C. Siniscalco, D. Torre & D. Violanti

ABSTRACT - *The Villafranchian in the Villafranca d'Asti type-area: A revision* - Il Quaternario Italian Journal of Quaternary Sciences, 9(1), 1996, 5-120 - The Villafranchian stage was proposed by Pareto in 1865, after a number of Vertebrate remains had been found during the excavation of the trench for the Turin-Asti railway in the area between Villanova and Villafranca. After this date numerous new findings took place, in particular during the 1960s with the construction of the Turin-Piacenza motorway, when a number of new pits were opened.

The term Villafranchian has not always been used univocally, as shown in Figure 1: different authors have used the term with reference only to a part of the type-series, each time redefining the chronological position of the stage. The AIQUA proposed a revision of this important stage as one of its medium-term objectives, in order to provide researchers with an updated definition. This revision is divided into three phases: (1) survey for a detailed, and hitherto lacking, geological map of the type-area. The map separates outcrops from interpolations; the cartographic data are currently being digitalized and form the nucleus of an *ad hoc* data-base. On the basis of gathered data an interpretative stratigraphic-structural model is proposed; (2) a critical reevaluation of the large amounts of paleontological material put together in the course of a century of research. Particularly difficult has proved to be the positioning of the numerous vertebrate remains gathered during the last century, for which a precise location is unknown; this has been reconstructed on the basis of historical research. Research has shown that two separate routes were originally planned and built for the railway between Villanova and Villafranca and that finds come from both, together with the numerous sand quarries opened in the vicinity. Paleontological data has also been gathered into a data-base; this contains all information concerning each find, both original and deriving from research, and useful for defining the type, the stratigraphic position, the systematic significance and its current museum location; (3) analysis of data collected during the previous phases by specialists operating in different fields; comparison of the different interpretations; comparison of these interpretations and the interpretative model proposed.

The Villafranchian type-area is to be found in the "Rilievi dell'Astigiano", on their western edge with the Poirino Plateau. The Villafranchian succession is formed by terms of the Neautochthonous Messinian-Quaternary Complex, which covers in discordance a pre-messinian substratum (Piana & Polino, 1994): the latter has an Alpine paleogeographic and structural pertinence in the western sector of its outcropping ("Collina di Torino"), while it has an Appennine pertinence in the eastern sector ("Rilievi del Monferrato"). The two types of substrata are separated by a recently-identified transpressive deformation zone ("Zona di Rio Freddo"), which runs NW-SE.

Morphologically, the area is located in a wider region which during the Upper Pleistocene exhibited important variations in the hydrographic pattern, due to a significant geodynamic evolution. The area currently coinciding with the Poirino Plateau, which develops immediately to the W of the Villafranchian type-area, originally constituted the continuation of the eastern flank of the Southern Piedmontese Plain. During the Upper Pleistocene the combined effect of the northward migration of the Asti Syncline axis, structure in which the whole neautochthonous succession appears deformed together with the collector of the Southern Piedmontese Basin which followed the same position, and the fluvial aggradation occurring on the northernmost edge of the Southern Piedmontese Basin, determined a migration of the collector itself. The collector, originally running in an E-W direction, south of the reliefs formed by the "Collina di Torino" and by the "Rilievi del Monferrato", took on its present position (the Po River), north of the same reliefs. During the same period the Tànarò River, which up to this time had flowed into the Southern Piedmontese Basin collector, progressively migrated NNE after a period of evolution of a marginal structure of the "Rilievi delle Langhe" (the Fossano Living Anticline). This determined a flattening, due to lateral erosion, of the western edge of the hills; migration continued until such time as a pre-existing incision was intercepted, finally truncating it into it. From this time onward, the Tànarò River took on its current course, running from Bra to Asti to Alessandria, and reutilizing in the latter area what had previously been the bed of the Southern Piedmontese Basin collector.

The Villafranchian type-area is located in a sector in which the forms and deposits linked to the Southern Piedmontese Basin collector are maintained during the period during which the collector followed the southern edge of the "Collina di Torino" and "Rilievi del Monferrato", namely the Lower to Upper Pleistocene. These deposits are currently dissected to form a series of outliers progressively shifted southward by the recent movement along the "T. Traversòla Deformational Zone". The current hydrographic net is noticeably conditioned by the complex evolution here outlined only in part.

The survey for the geological map was conditioned by the extremely low outcroppings of the type-series. A number of outcrops are distributed in a very irregular fashion, and are rare in the upper portion of the sequence. The latter has in fact always been neglected and with time its presence was progressively forgotten. The Villafranchian succession rests, in substantial sedimentary continuity, on littoral marine sediments ("Sabbie di Asti" *p.p.* Unit). These are represented by horizontal-parallel laminated sands, with local tidal structures, rich in molluscs and which chronologically refer to the Middle Pliocene. Within the type-series which Pareto proposed as Villafranchian stage (1865), the present survey has identified two main complexes, separated by an important erosional surface (the "Cascina Viarengo" Surface). The Lower Complex is made up of (from bottom to top) two units: the Ferrere Unit, composed of coarse yellow sands, with local shifts to fine gravel lenses, characterized by oblique and prevalently planar laminæ; the thickness varies from 5 to 25 m. Its paleontological content is made up of numerous remains of continental vertebrates, in particular mastodonts, as well as marine molluscs; the majority of proboscideans comes from this unit. In general the Ferrere Unit is interpreted as being one deltaic system in the progradation phase, interfingering with beach sediments. It is apparently assignable to the Middle Pliocene. The relation-

*La stampa di questa monografia è stata finanziata dal C.N.R.-Centro di Studi sulla Geodinamica delle Catene Collisionali, Torino.

(1)Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Torino e C.N.R.-Centro di Studi sulla Geodinamica delle Catene Collisionali, Torino.

ship with lower-lying marine sediments is one of substantial sedimentary continuity. On the basis of clast lithology (prevalently quartzite and "anagenites", i.e. Permian quartzite conglomerates) it is possible to state that these sediments are genetically linked to the Tanaro basin.

The most recent term of the Lower Complex is the San Martino Unit; this is a heterogeneous formation, made up of silty-clayey sediments developing in coastal swamps, intercalated and interdigitated by sandy entities resulting from fluvial canal infilling. The relationship with the lower-lying Ferrere Unit is again one of substantial stratigraphic continuity, even if local erosional episodes of limited spatial entity have been found. Within this unit, which varies from 20 to 65 m, heteropic relationships are diffuse and local interdigitations with the lower-lying Ferrere Unit have also been identified. The majority of the well-known Villafranchian paleontological remains come from this unit. In particular it has been possible to prove beyond doubt that the remains of *Mastodon arvernensis*, *Stephanorhinus jeanvireti*, *Mesopithecus monspessulanum*, *Leptobos stenometopon*, *Mauremys* sp., *Tapirus arvenensis*, *Sus minor*, *Cervus pardinensis* and *Eucladoceros* sp. belong to this unit. The rich palynologic assemblage indicates an association composed of alternately dominant groups of Taxodiæ (t. *Taxodium*), *Glyptostrobus*, t. *Sequoia*, *Sciadopitys*, *Nyssa*, *Myrica*, *Celestraceae*, *Hamamelidaceae* tricolpate (such as *Parrotia*, *Hamamelys* and *Distylium*). The Mediocratic group is also sizeable, while values of *Cedrus* + *Tsuga* and montane elements (*Picea*, *Abies*, *Fagus*, *Betula*) are modest. Other arboreal species (PA) are significant, in particular alder. A number of plant macro-remains and fruit remains have also been identified in these sediments: the most significant species are alternately characterized by Taxodiæ and *Glyptostrobus* forests. Data does not document a cooling climatic trend towards the top of the sequence, as hypothesized in the past. Swampy levels are rich in mollusc associations: during the geological surveys a total of 19 species of extinct Pulmonates have been identified: both their local stratigraphic position and the correlation with Sardinian, German, and French series indicates a middle Pliocene age. This unit appears to date to the Middle Pliocene, based on its paleontological content, on the substantial continuity with the lower-lying Ferrere Unit and the magnetostratigraphic data (see *infra*).

The Cascina Viarengo Surface appears to have been modelled by a hydrographic net during a prolonged period of time. The local organization of this surface is sometimes sub-planar while at other times it is very irregular. On the whole it has a planar attitude and exhibits slight dips towards the West, in line with the general structural setting. In order to determine the importance and chronological extension of this erosional unit the pre-consolidation load of the clay levels of the Lower Complex was determined; its average value indicates the removal, by erosion, of some tens of meters-thick sediments.

The Upper Complex is also made up of two units: the basal one which lies directly above the Cascina Viarengo Surface is called Cascina Gherba Unit. It is made up of sandy or sandy-gravelly deposits, prevalently grey or whitish, with large scale concave and oblique laminar stratification. This forms a sub-tabular body the thickness of which varies from 4 to 15 m. No paleontological remains are known to have been recovered in the past and with certainty in these sediments, which in terms of lithofacies and geometry appear to derive from the sedimentation of a braided watercourse in a plain. The next unit (Maretto Unit) is made up of alternate layers of ash-grey clayey loams with occasional sands, interpretable as the product of the sedimentation in alluvial plains. During the recent revisional phase a fragment of *Cervus* horn and *Sus* tooth were found. On the basis of a reevaluation of the abundant historical data available, it appears that the teeth of *Elephas gomovi* and *E. meridionalis* found during the construction of the railway belong to this unit, while no mollusca were identified. The pollen content of the Maretto Unit is poor and is represented by an association very similar to the current one; recurring species are *Corylus*, *Pinus*, *Chenopodiaceae*, *Cichorioideae* and more rarely *Tsuga*, prevalently at the base of the sequence. On the basis of a much smaller degree of deformation compared to that of the Lower Complex and the palynological association, the Maretto Unit appears to be very recent, dating at least to the Lower Pleistocene. The time interval suppressed by the Cascina Viarengo Surface must be considerable (given its significant angular discordance). The Upper Complex is also truncated towards the top by an erosional surface. This surface, which cuts the succession identified by Pareto as the Villafranchian, is fluvial, as is the Cascina Viarengo Surface. Overall it appears to have a polygenetic nature, in the sense that it was modelled by more than one water way in different and distinct phases. During the Middle and Upper Pleistocene this hydrographic net, of pertinence to the Southern Piedmontese Basin, shaped the Villafranchian surface of the Poirino Plateau, covering it with several metre-thick silt deposits variably pedogenized according to their age (Terraced Fluvial Deposits); these may also be found to the East, beyond the cliff which marks the easternmost edge of the Poirino Plateau. These form a series of terraced edges on the sides of incised valleys within the Villafranchian succession. The Terraced Fluvial Deposits are also fossiliferous: a heterogeneous fauna in terms of chronology, environment and climate has been identified, made up of *Elephas antiquus*, *E. primigenius*, *Equus susseburnensis-bressanus*, *E. hainus*, *Marmota* sp., ecc.

After the conference during which the results of the revision were presented, new research was carried out on two aspects, namely magnetostratigraphy and mineralogy of sediments. Magnetostratigraphy was carried out on the face of the R.D.B. pit, in which a large portion of the Lower Complex outcrops; the absence of significant outcrops has not allowed magnetostratigraphy to be carried out on the Upper Complex. A 16.1-m thick sequence, at about 10 m from the base of San Martino Unit, was analysed with 14 samples per metre: from the bottom upward, a zone (0-12 m) with prevalently inverse polarity was observed, interrupted by a transitional interval (1.5-3 m), a transitional zone (12-13.5 m) and a zone with normal polarity (13.5-16.1 m). Palaeontological data locate the section within the 2A chron of Cande & Kent's (1992) magnetostratigraphy scale, thereby confirming what was already proposed by Lindsay *et al.* (1980).

As far as the mineralogical composition of sediments is concerned, the clayey and sandy fractions have been analysed separately. The clayey fraction indicates that while, from a qualitative perspective, the composition of the two complexes is very similar because both are made up of illite, smectite, chlorite and kaolinite, quantitatively they are significantly different: in the Lower Complex illite is predominant while in the Upper Complex smectite is the main constituent. This difference could be interpreted as resulting from the different weathering state of sediments. The mineralogical composition of sands indicates the different nature of the two complexes: the lower one is made up of a prevalence of quartz, white mica, K-feldspar, carbonates, plagioclase and subordinate opaque minerals. The Upper Complex includes compositional differences in the central-southern and northern sectors: in the former sector composition is qualitatively similar to that of the Lower Complex but in quantitative terms is markedly different (the quantity of K-feldspar and plagioclase are significantly lower); the northern sector is characterised by a large quantity of biotite, glaucophane and epidote. The compositional difference in the mineralogy of sands seems to reflect a primary petrographic difference of sediments. In particular the compositional difference of sands in the central-southern and northern sectors appears to be the result of sediments originating from two different basins (the Paleotànarò an the Paleopo, respectively), which would lead to suggest that the Upper Complex has more in common, and is therefore closer in chronological terms, with the Terraced Fluvial Deposits rather than the Lower Complex, a hypothesis which appears to be in line with the dating assigned to the different stratigraphic terms.

The Villafranchian succession as a whole appears to be deformed by a gentle syncline with a E-W trending axis. While the units of the Lower Complex are more deformed than those of the Upper Complex and the synclinal axis is weakly plunging towards the West, the Upper Complex appears to be less deformed and its synclinal axis has a sub-horizontal attitude. As well as being a regional deformation, more local structures have been identified: the most important is the "T. Traversòla Deformation Zone", which presents traces of a dextral strike-slip displacement along the southern continuation of the western boundary of the "Deformation Zone of Rio Freddo". Its morphological expression is a cliff which marks the eastern edge of the Poirino Plateau. Its recent mobility is in part responsible for the complex evolution of the regional hydrographic net. A second fault zone ("Cascina Fagliaverde" Fault Zone) has a direct movement and a synsedimentary evolution compared to the Villafranchian. As for the former deformation zone, it is located in the northern sector

of the Villafranchian type-area: it has an essentially subvertical attitude, running on average N120°, and has determined the lowering of the southwestern sector. It has undergone a substantial horizontal dislocation at the intersection with the "T. Traversòla Deformation Zone". A whole series of minor deformations have also been identified: in the sediments of the Lower Complex structures both of the compressive and extensional type have been identified. Soft-sediment deformations appear to be linked to synsedimentary and/or postsedimentary surface-deformation of unconsolidated sediments of the Lower Complex. Certainly the Lower Complex represents the ending of the middle Pliocene regression cycle and therefore of the whole cenozoic marine succession. The Upper Complex is on the whole an aggradational sequence, that is to say devoid of terracing episodes, very similar to that of the Lower Complex; despite a significant analogy in lithofacies, the formation environment presents a series of differing characteristics, which correspond to a plain located far from the sea, while in the case of the Lower Complex, this was a coastal plain. The Upper Complex is also considerably younger than the Lower one.

Finally the Terraced Fluvial Deposits, which some Authors have grouped with the Villafranchian succession, are instead a typical complex of deposits tied to an environment of reliefs or internal plain and are clearly of Quaternary age.

The revision which has been carried out has allowed the development of an interpretative model which, although not very detailed, presents a good degree of coherence in its general formulation, inclusive of all the data presently available, despite the very low outcropping of deposits. According to this model the villafranchian type-series presents an important sedimentary hiatus, emphasized by a slight angular discordance. Furthermore the data resulting from the revision of the rich paleontological content of a number of sediments, indicate a Middle Pliocene-Lower Pleistocene age, which is very different from that proposed by Pareto, who suggested a Pleistocene age. These two circumstances suggest that, on the basis of the general principles of stratigraphy, the term Villafranchian extended to a formal chronostratigraphic unit should be abandoned. It is however considered appropriate to maintain the use of the term as an adjective applied to some terms (e.g. Villafranchian fauna or Villafranchian facies) given that both are consolidated and have a univocal meaning in the literature.

RIASSUNTO - *Revisione del Villafranchiano nell'area-tipo di Villafranca d'Asti* - Il Quaternario *Italian Journal of Quaternary Sciences*, 9(1), 1996, 5-120 - L'istituzione del piano Villafranchiano è stata proposta da Pareto nel 1865. L'occasione è stata offerta a questo Autore dai numerosi rinvenimenti di resti di vertebrati effettuati in occasione dello scavo della trincea della linea ferroviaria Torino-Asti nel tratto compreso fra Villanova e Villafranca. In seguito furono fatti nuovi ritrovamenti di vertebrati, soprattutto negli anni '60 in occasione dell'apertura di cave per la costruzione dell'Autostrada A21 Torino-Piacenza.

L'uso del termine Villafranchiano, dopo la sua istituzione, non è stato univoco: come appare dalla Figura 1, i diversi Autori hanno usato il termine facendo riferimento solo a una parte della serie-tipo, ridefinendo di volta in volta la collocazione cronologica del Villafranchiano. L'AQUA si è proposta nei suoi programmi di effettuare una revisione di questo importante piano in modo da fornire agli studiosi interessati il punto aggiornato dello stato delle conoscenze. Il lavoro di revisione è stato articolato nelle seguenti tre fasi: 1) rilevamento di una carta geologica di dettaglio dell'area-tipo, finora mai realizzata; in questa sono stati rappresentati separatamente gli affioramenti dalle interpolazioni; i dati cartografici sono in corso di informatizzazione in modo da costituire il nucleo di una prima banca-dati. Sulla base dei dati raccolti è stato messo a punto un modello interpretativo stratigrafico-strutturale. 2) Riesame critico dell'abbondante materiale paleontologico raccolto nel corso degli anni. Particolarmente gravosa si è rivelata, in questa fase, la localizzazione dei numerosi resti di vertebrati raccolti nel secolo scorso, dei quali non è nota la precisa localizzazione: per ricostruirli sono state condotte ricerche di carattere storico. Queste hanno messo in luce che sono stati realizzati due distinti tracciati della ferrovia nel tratto tra Villanova e Villafranca e che i rinvenimenti provengono da entrambi. Anche i dati paleontologici sono stati archiviati in una base di dati nella quale sono stati raccolti tutti gli elementi, originari e derivati dalle ricerche, utili per definire la natura, la posizione stratigrafica, il significato sistematico, nonché l'attuale collocazione museologica dei diversi resti. 3) Analisi dei dati raccolti nelle fasi precedenti da parte di specialisti delle diverse discipline coinvolte e confronto reciproco tra le interpretazioni derivate e tra queste ultime ed il modello interpretativo proposto.

L'area-tipo del Villafranchiano è compresa nei Rilievi dell'Astigiano, al loro margine occidentale con l'Altopiano di Poirino. La successione villafranchiana è formata da alcuni termini del Complesso Neoaotoceno Messiniano-Quaternario che copre in discordanza un substrato premessiniano: quest'ultimo mostra pertinenza paleogeografico-strutturale alpina nel settore occidentale dell'areale di affioramento (Collina di Torino), mentre è di pertinenza appenninica in quello orientale (Rilievi del Monferrato). A separare i due tipi di substrato è stata riconosciuta di recente la presenza di una zona di deformazione transpressiva (Zona di Rio Freddo), con decorso NW-SE.

Morfologicamente, l'area in oggetto è situata in un tratto in cui, in relazione alla vivace evoluzione geodinamica recente, durante il Pleistocene superiore si sono verificati importanti variazioni nell'assetto del reticolato idrografico. L'area attualmente corrispondente all'Altopiano di Poirino, che si sviluppa immediatamente ad Ovest dell'area-tipo del Villafranchiano, costituiva originariamente la prosecuzione orientale della Pianura Piemontese Meridionale: durante il Pleistocene superiore, l'effetto combinato, da un lato della migrazione verso Nord dell'asse della Sinclinale di Asti (struttura in cui appare deformata l'intera successione neoaotocena) e con essa del corso d'acqua collettore del Bacino Piemontese Meridionale, che ne seguiva la posizione, e dall'altro dell'aggradazione fluviale che avveniva al margine settentrionale del Bacino Piemontese Meridionale, ha determinato la diversione del collettore stesso; questo, dal suo originario decorso in direzione E-W, a Sud dei rilievi della Collina di Torino e del Monferrato, ha assunto quello attuale (F. Po) a Nord degli stessi. Durante lo stesso Pleistocene superiore il F. Tanaro, che fino ad allora era confluito nel collettore del Bacino Piemontese Meridionale, migrando progressivamente verso NNE a seguito dell'evoluzione in atto di alcune strutture marginali dei Rilievi delle Langhe (Anticlinale vivente di Fossano), ha determinato lo spianamento per erosione laterale del margine occidentale dei rilievi collinari stessi fino a giungere ad intercettare un'incisione, modellata in questi ultimi, ed a tracciarvi. A partire da quel momento il Tanaro ha assunto l'attuale andamento da Bra per Asti ed Alessandria, riutilizzando in quest'ultimo tratto il corso che era stato fino a poco tempo prima del collettore del Bacino Piemontese Meridionale.

L'area-tipo del Villafranchiano è situata in un settore dove sono conservati le forme ed i depositi legati al collettore del Bacino Piemontese Meridionale nel periodo (Pleistocene inferiore-superiore) durante il quale questi seguiva l'andamento a Sud dei rilievi della Collina di Torino e del Monferrato. Attualmente questi depositi appaiono segmentati in una serie di lembi traslati progressivamente verso Sud dal movimento recente della Faglia del T. Traversòla (v. *infra*). L'assetto del reticolato idrografico attuale dell'area è condizionato in parte notevole dalla complessa evoluzione tratteggiata.

Il rilevamento della carta geologica è stato condizionato dal grado di affioramento estremamente basso della serie-tipo. I diversi affioramenti poi sono distribuiti in maniera molto irregolare: in particolare sono assai rari per la parte superiore della successione che perciò è stata sempre trascurata al punto che, con il tempo, la sua presenza è stata progressivamente dimenticata. La successione villafranchiana poggia, in sostanziale continuità di sedimentazione, sui sedimenti marini litorali (Sabbie di Asti *p.p.*): questi sono rappresentati da sabbie a stratificazione piano-parallela, con locali strutture tidali, ricche di molluschi. Cronologicamente appaiono riferibili al Pliocene medio (per il significato con cui nel lavoro di revisione sono stati utilizzati i diversi termini chronostratigrafici, si rinvia alla Tabella 1). Nell'ambito della successione nella quale Pareto nel 1865 ha proposto l'istituzione del Villafranchiano sono stati distinti due complessi principali, separati da una importante superficie di erosione (Superficie di Cascina Viarengo). Il Complesso Inferiore è costituito, dal basso all'alto, da due unità: l'Unità di Ferrere, formata da sabbie grossolane giallastre localmente con passate di ghiaie minute, caratterizzate da lamine oblique prevalentemente planari. La potenza di questo termine varia da 5 a 25 m. Il suo contenuto

paleontologico è rappresentato, oltre che da molluschi marini, da numerosi resti di vertebrati continentali, soprattutto mastodonti. Da questa unità proviene la maggior parte dei resti di questi proboscidiati. Geneticamente l'Unità di Ferrere è interpretabile come un apparato delizioso in fase di progradazione, interdigitato con sedimenti di spiaggia. La sua età appare ancora pliocenica media. Il rapporto con i sottostanti sedimenti marini è di sostanziale continuità di sedimentazione. In base alla litologia dei clasti (prevalenti quarziti ed anageniti), è possibile stabilire che il bacino idrografico che l'ha alimentato è quello del Tanaro.

Il termine più recente del Complesso Inferiore è costituito dall'Unità di San Martino: si tratta di una formazione eterogenea, formata da sedimenti argilloso-siltosi di paludi costiere, intercalati e interdigitati a corpi sabbiosi legati al riempimento di canali fluviali. I rapporti con la sottostante Unità di Ferrere sono anche in questo caso essenzialmente di continuità stratigrafica, anche se non mancano locali episodi erosionali di limitata estensione ed importanza. Entro a questa unità, il cui spessore varia da 20 a 65 m, sono molto diffusi rapporti di natura eteropica; localmente sono state osservate anche interdigitazioni con la sottostante Unità di Ferrere. E' dai sedimenti di questa unità che proviene la maggior parte delle ben note faune villafranchiane: in particolare è stato possibile stabilire con certezza l'appartenenza all'Unità di San Martino dei resti di *Mastodon arvernensis*, *Stephanorhinus jeanvireti*, *Mesopithecus monspessolanus*, *Leptobos stenometopon*, *Mauremys* sp., *Tapirus arvernensis*, *Sus minor*, *Cervus pardinensis* ed *Eucladoceros* sp. La ricca palinoflora contenuta nei sedimenti indica un'associazione composta da gruppi, alternatamente dominanti, di Taxodiaceae (t. *Taxodium*), *Glyptostrobus*, t. *Sequoia*, *Sciadopitis*, *Nyssa*, *Myrica*, Colestraceae, Hamamelidaceae (come *Parrotia*, *Hamamelys* e *Distylium*). Il gruppo delle Mediocratichie è pure apprezzabile, mentre i valori di *Cedrus* + *Tsuga* e di elementi montani (*Picea*, *Abies*, *Fagus*, *Betula*) è modesto. Altre specie arboree (AP) sono significative, in particolare l'ontano. Oltre alle flore polliniche, nei sedimenti dell'Unità di San Martino sono presenti anche macroresti vegetali e resti di corpi fruttiferi. Le specie più significative sono caratteristiche di foreste a Taxodiaceae e foreste a *Glyptostrobus*. I dati non documentano una tendenza al raffreddamento climatico verso l'alto della successione, come ipotizzato in passato. I livelli palustri appaiono anche ricchi di associazioni di molluschi: nel corso del rilevamento geologico sono state individuate complessivamente 19 specie di Polmonati estinte; sia la loro posizione stratigrafica locale sia la correlazione con successioni della Sardegna, della Germania e della Francia indicano una loro età pliocenica media. L'età di questa unità, in base al contenuto paleontologico, ai rapporti di sostanziale continuità con la sottostante Unità di Ferrere ed ai dati magnetostratigrafici (cfr. *infra*) risulta ancora pliocenica media.

La Superficie di Cascina Viarengo appare essere stata modellata da un reticolato idrografico in un intervallo di tempo prolungato. L'assetto locale di questa superficie si presenta talora subpianeggiante talaltra fortemente irregolare. Complessivamente ha uno sviluppo planare e mostra una debole pendenza verso Ovest, in accordo con l'assetto strutturale generale (cfr. *infra*). Per verificare l'importanza e l'estensione cronologica di questa unità erosionale è stato determinato il carico di preconsolidamento dei livelli argillosi del Complesso Inferiore; il suo valore medio è risultato pari a 2.000 kP, indicando quindi la soppressione, per erosione, di una successione di spessore variabile da 70 a 110 m.

Il Complesso Superiore è costituito anch'esso da due unità: quella basale, che poggia direttamente sulla Superficie di Cascina Viarengo, è stata denominata Unità di Cascina Gherba: essa è costituita da depositi sabbiosi o sabbioso-ghiaiosi, prevalentemente grigi o biancastri, caratterizzati da una stratificazione a lamine oblique concave a grande scala. Questi costituiscono un corpo subtabulare il cui spessore varia da 4 a 15 m. Non sono noti rinvenimenti paleontologici da questi sedimenti che, per litofacies e geometria del corpo sedimentario che costituiscono, mostrano di derivare dalla sedimentazione di un corso d'acqua di pianura di tipo *braided*. Il termine successivo (Unità di Maretto) è costituito da un'alternanza di limi argillosi grigio-cenere con passate sabbiose, interpretabile come il prodotto del colmamento di laghi pianigiani di rotta fluviale. Entro a questi sedimenti, nel corso del lavoro di revisione, sono stati rinvenuti una porzione di palco di *Cervus* e frammenti di un dente di *Sus*. Dall'analisi della abbondante documentazione storica reperita, appare molto probabile che i denti di *Elephas gomovi* e di *E. meridionalis*, rinvenuti nel corso degli scavi per la costruzione della ferrovia, provengano da questa unità. Entro a questa unità non sono stati rinvenuti molluschi. Il contenuto pollinico dell'Unità di Maretto è molto scarso ed è rappresentato da un'associazione assai simile a quella attuale: le essenze più ricorrenti sono *Corylus*, *Pinus*, Chenopodiaceae, Cichorioideae e più rara *Tsuga*, prevalentemente alla base della successione. In base al molto minore grado di deformazione e al contenuto palinologico completamente diverso rispetto al Complesso Inferiore, l'età dell'Unità di Maretto appare molto più recente di quest'ultimo, almeno pleistocenica inferiore. L'intervallo di tempo soppresso dalla Superficie di Cascina Viarengo deve essere considerevole, data l'apprezzabile discordanza angolare che le corrisponde. Anche il Complesso Superiore è troncato verso l'alto da una superficie di erosione. Questa superficie, che taglia la successione definita come villafranchiana da Pareto, analogamente alla Superficie di Cascina Viarengo, è di natura fluviale. Nella sua estensione complessiva appare però di natura poligenica, nel senso che a modellarla sono stati più corsi d'acqua in più fasi distinte. Durante il Pleistocene medio e superiore, questo reticolato idrografico, che faceva capo al Bacino Piemontese Meridionale, ha intagliato nella successione villafranchiana la superficie dell'Altopiano di Poirino, rivestendola con uno spessore metrico di depositi limosi variamente pedogenizzati a seconda dell'età (Depositii Fluviali Terrazzati Post-villafranchiani); gli stessi si ritrovano proseguire verso Est, oltre la scarpata che segna il margine orientale dell'Altopiano di Poirino, a costituire una serie di lembi terrazzati sui fianchi delle valli incise entro la successione villafranchiana. Anche i Depositii Fluviali Terrazzati Post-villafranchiani sono fossiliferi: da questi proviene infatti una fauna visibilmente composta, sotto il profilo cronologico, ambientale e climatico, costituita da *Elephas antiquus*, *E. primigenius*, *Equus sussemburnensis-bresanus*, *Equus hasinuis*, *Marmota* sp., ecc.

Dopo il convegno nel quale sono stati presentati i risultati del lavoro di revisione, sono state condotte ricerche su due aspetti che motivi diversi non avevano consentito di affrontare nell'ambito degli studi di revisione: la magnetostratigrafia e la mineralogia dei sedimenti. Lo studio magnetostratigrafico ha riguardato il fronte della cava R.D.B., nel quale affiora gran parte del Complesso Inferiore (la mancanza di affioramenti adeguati non ha invece consentito di affrontare lo studio magnetostratigrafico del Complesso Superiore). La successione è stata analizzata per uno spessore di 16,1 m, prelevando 14 provini per m. Nella sezione, situata circa 10 m dalla base dell'Unità di San Martino, si è osservata, dal basso all'alto, una zona a prevalente polarità inversa (0-12 m) interrotta da un intervallo transizionale (1,5-3 m), una zona di transizione (12-13,5 m) e una zona a polarità normale (13,5-16,1 m). I dati paleontologici collocano la sezione all'interno del chron 2A della scala magnetostratigrafica di Cande & Kent (1992), confermando quindi sostanzialmente quanto già proposto da Lindsay *et al.* (1980).

Per quanto concerne la composizione mineralogica dei sedimenti, sono state analizzate separatamente la componente argillosa e quella sabbiosa. Lo studio delle argille ha indicato che la composizione dei due complessi, pur essendo molto simile sotto il profilo qualitativo (sono costituiti entrambi da illite, smectite, clorite e caolinite), è sensibilmente diversa sotto il profilo quantitativo che detti minerali presentano nei due casi: nel Complesso Inferiore domina l'illite mentre in quello superiore prevale nettamente la smectite. La differenza riscontrata sembra interpretabile essenzialmente come conseguenza delle diverse condizioni di alterazione dei sedimenti. La composizione mineralogica delle sabbie ha mostrato una natura diversa nei due complessi: l'inferiore appare costituito in netta prevalenza da quarzo, mica bianca, K-feldspato, carbonati, plagioclasio e da subordinati minerali opachi. Il Complesso Superiore mostra una composizione differenziata nei settori centro-meridionale e settentrionale: nel primo la composizione risulta qualitativamente simile a quella del Complesso Inferiore, differenziandosi invece sotto il profilo quantitativo (la quantità di K-feldspato e di plagioclasio sono sensibilmente minori); il settore settentrionale è caratterizzato da una grande quantità di biotite, glaucofane ed epidoto. La differenza composizionale riscontrata nel caso delle sabbie sembra riflettere una differente composizione petrografica primaria dei sedimenti. La differenziazione, in particolare, tra la composizione delle sabbie nei due settori centro-meridionale e settentrionale appare imputabile

all'alimentazione da parte di due diversi bacini (rispettivamente il Paleotànaro e il Paleopo), inducendo a ritenere il Complesso Superiore più affine, e quindi più vicino in termini cronologici, ai Depositi Fluviali Terrazzati Post-villafranchiani, piuttosto che al Complesso Inferiore, ipotesi questa che appare in accordo con le età attribuite ai tre diversi termini stratigrafici.

La successione villafranchiana appare complessivamente deformata a costituire una blanda sinclinale con asse diretto E-W: i termini del Complesso Inferiore si presentano sensibilmente più deformati e l'asse della sinclinale appare debolmente inclinato verso Ovest; quelli del Complesso Superiore sono meno deformati e l'asse della sinclinale è suborizzontale. Oltre a questa deformazione di carattere regionale, sono state rilevate anche alcune strutture localizzate: la più importante è la Fascia di Deformazione del T. Traversòla, faglia trasversiva destra che rappresenta la prosecuzione meridionale del margine occidentale della Zona di Deformazione del Rio Freddo (cfr. *supra*). La sua espressione morfologica è rappresentata dalla scarpata che segna il margine orientale dell'Altopiano di Poirino. La sua mobilità recente è in parte responsabile della complessa evoluzione del reticolato idrografico regionale (cfr. *supra*). Una seconda faglia (Zona di Faglia di Cascina Fagliaverde), a movimento diretto e ad evoluzione sinsedimentaria nei confronti del Villafranchiano, come la precedente, è stata localizzata nel settore settentrionale dell'area-tipo del Villafranchiano: si tratta di una struttura essenzialmente verticale, diretta mediamente N120°, che ha determinato il ribassamento del settore sudoccidentale. Essa mostra di subire una vistosa dislocazione orizzontale all'intersezione con la Fascia di Deformazione del T. Traversòla. Oltre a queste strutture principali sono state riconosciute tutta una serie di strutture fragili minori: mentre nei sedimenti del Complesso Inferiore si riconoscono strutture sia di tipo compressivo che distensivo, in quelli del Complesso Superiore sono state rilevate *soft sediment deformations* legate a deformazioni superficiali sin- o postsedimentarie di sedimenti non consolidati. Il Complesso Inferiore costituisce visibilmente la chiusura della regressione mediopliocenica e quindi dell'intera successione cenozoica. Il Complesso Superiore si configura pure nel suo insieme come una successione aggradazionale (priva cioè di episodi di terrazzamento al proprio interno), del tutto simile a quella del Complesso Inferiore; nonostante l'analogia di litofacies, l'ambiente di formazione presenta però caratteri decisamente diversi, corrispondendo ad un ambito di pianura lontana dal mare mentre nel caso del Complesso Inferiore si trattava di una piana costiera. Inoltre la sua età appare sensibilmente più recente.

Infine, i Depositi Fluviali Terrazzati Post-villafranchiani, che da qualche Autore sono stati riuniti alla successione villafranchiana, costituiscono invece un tipico complesso di depositi legati ad un ambiente di rilievi o di pianura interna e sono di età decisamente quaternaria.

La revisione effettuata, pur nei limiti rappresentati oggettivamente dal grado di affioramento complessivamente molto basso, ha consentito di mettere a punto un modello interpretativo che, se pur non adeguatamente dettagliato, presenta però un buon grado di affidabilità nelle sue linee generali in quanto coerente con tutti i dati disponibili. Secondo questo modello la serie-tipo villafranchiana presenta al suo interno una importante lacuna di sedimentazione, sottolineata da una sia pur lieve discordanza angolare. Inoltre, l'età che è risultata dalla revisione del ricco contenuto paleontologico (Pliocene medio - Pleistocene inf.), appare decisamente diversa da quella pleistocenica indicata da Pareto che ne ha proposto l'istituzione. Queste due circostanze suggeriscono l'opportunità, sulla base dei principi generali della stratigrafia, di abbandonare il termine Villafranchiano nella sua accezione di unità cronostatigrafica formale. Appare tuttavia utile continuare ad usare il termine villafranchiano in forma aggettivale applicato ad alcuni termini (ad esempio fauna villafranchiana o facies villafranchiana) che in letteratura hanno assunto un significato consolidato ed univoco.

Parole chiave: Villafranchiano, area-tipo, revisione, Pliocene medio, Pleistocene inferiore

Key words: Villafranchian, type-area, revision, Middle Pliocene, Early Pleistocene

1. PREMESSA

(F. Carraro)

Il Consiglio di Presidenza dell'AIQUA ha individuato come tema di ricerca la revisione del Villafranchiano nell'area-tipo di Villafranca d'Asti all'inizio del triennio 1992-94.

L'opportunità di effettuare uno studio di carattere interdisciplinare su questo tema è stata suggerita dal fatto, ampiamente riscontrabile, che del termine Villafranchiano, utilizzato da specialisti operanti in campi diversi, non esiste una accezione univoca: l'originaria definizione proposta da Pareto nel 1865 è stata più volte riformulata, in maniera più o meno esplicita, in base a criteri spesso discutibili o addirittura senza indicarne le motivazioni. In Figura 1 sono indicate graficamente le parti della successione-tipo considerate "villafranchiane" dai diversi Autori e le età loro attribuite.

Dall'esame della ricca bibliografia prodotta emerge abbastanza chiaramente, almeno ad avviso di chi scrive, che, a originare questa situazione, è risultato determinante il fatto che di questa regione non è mai stato effettuato un rilevamento geologico di dettaglio. Le uniche rappresentazioni cartografiche esistenti prima di questa revisione erano infatti quelle che compaiono nelle due edizioni del F. 69, "Asti", della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 (*Sacco⁽²⁾, 1922; *Boni *et al.*, 1970).

Percorrendo le colline dell'Astigiano, appare del resto evidente il perché di questa circostanza: l'area di Villafranca d'Asti, nella quale sono stati effettuati, a partire dalla seconda metà del secolo scorso, numerosissimi importanti rinvenimenti paleontologici, soprattutto di vertebrati, è caratterizzata da una estrema povertà di affioramenti, ridotti essenzialmente ad alcuni fronti di cava. Di qui l'interesse paleontologico puro piuttosto che stratigrafico che il Villafranchiano ha da sempre suscitato; in questa prospettiva si comprende anche perché sia sempre stato privilegiato lo studio di dettaglio di alcuni segmenti della successione-tipo piuttosto che lo studio della sequenza nel suo insieme ed in particolare perché non si sia mai tentato un suo inquadramento regionale: si vedrà infatti, nel prosieguo di questo lavoro, come la parte superiore della successione nella quale *Pareto nel 1865 ha proposto l'istituzione del Villafranchiano, particolarmente povera di affioramenti e nella quale in particolare non è mai stata aperta alcuna cava, sia stata in seguito completamente trascurata e la sua esistenza stessa progressivamente dimenticata.

Il lavoro di revisione è consistito inizialmente nel

(2) I lavori contrassegnati con * si riferiscono alla letteratura relativa al Villafranchiano dell'area-tipo.

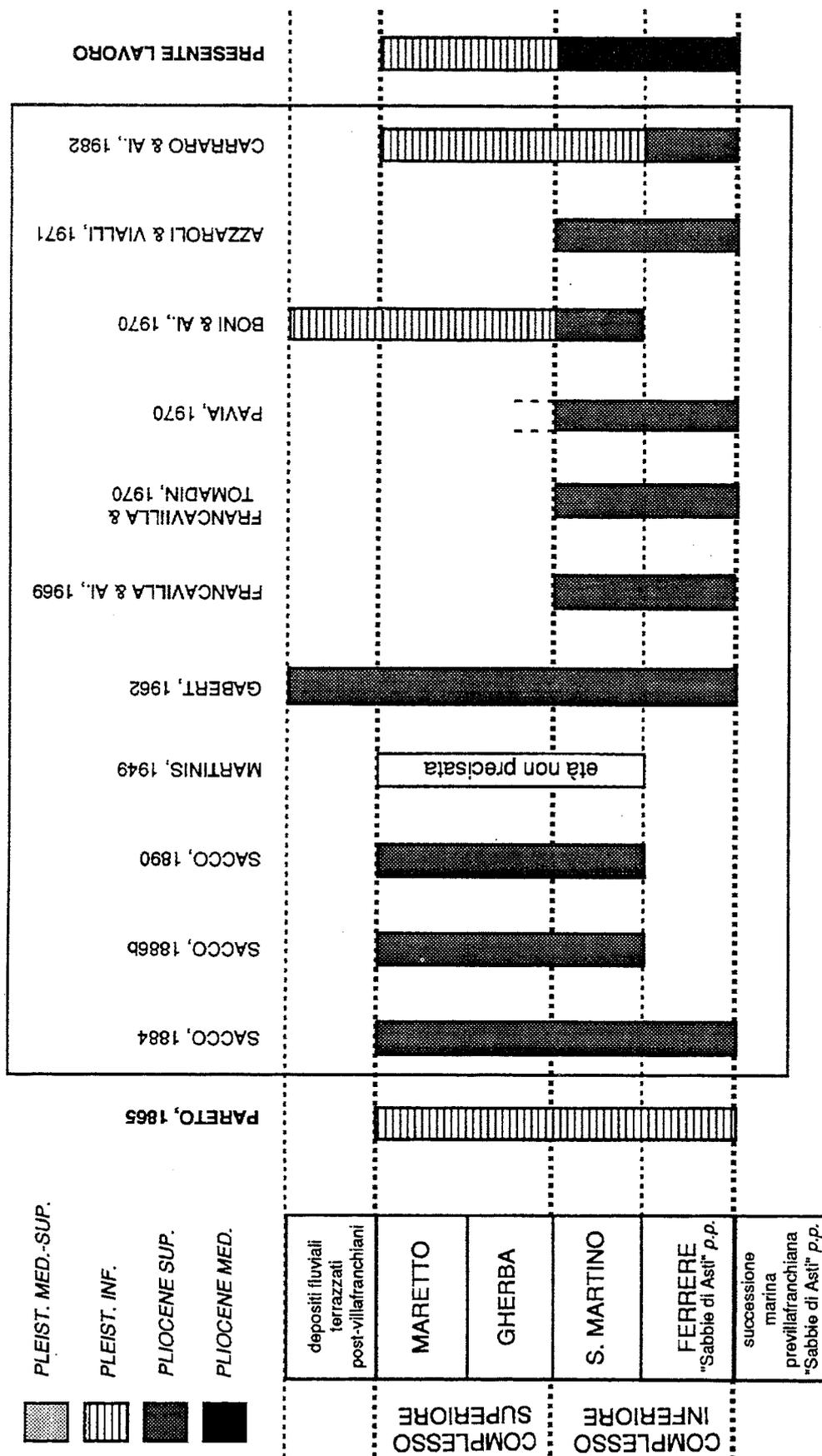


Fig. 1 - Parti della successione-tipo considerate "villafanchiane" dai diversi Autori ed età loro attribuite.
Parts of the type-section taken as "villafanchian" by the various Authors and respective estimated ages.

rilevamento geologico di dettaglio (scala 1:10.000) dell'area-tipo e nella raccolta di tutti i dati e delle interpretazioni disponibili in letteratura sul tema. Successivamente, i ricercatori che hanno preso parte al lavoro di revisione, hanno effettuato un approfondito esame critico degli elementi raccolti nella prima fase, integrando il loro apporto con rilievi o con sopralluoghi sul terreno.

Al lavoro di revisione hanno partecipato, a vario titolo ed ognuno per le proprie competenze i seguenti ricercatori:

- per il rilevamento geologico e per la litostratigrafia: P. Boano e M.G. Forno (Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Torino);
- per l'inquadramento geologico: R. Polino (Centro di Studio sulla Geodinamica delle Catene Collisionali del C.N.R. di Torino);
- per la sedimentologia: G. Basilici (Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Perugia);
- per le ricerche storiche-bibliografiche: F. Campanino (Museo Regionale di Scienze Naturali di Torino) e S. Olivero (Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Torino);
- per la descrizione della successione marina pre-villafranchiana: E. Ferrero e G. Pavia (Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Torino);
- per la paleontologia dei vertebrati: P. Ambrosetti, P. Argenti, P. Gentili e F. Ikome Equile (Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Perugia), D. Torre, A. Azzaroli, G. Ficcarelli, P. Mazza e L. Rook (Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Firenze); B. Sala (Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Ferrara); A. Mottura (Dipartimento di Biologia Animale dell'Università di Torino); F. Masini (Dipartimento di Geologia e Geodesia dell'Università di Palermo); T. Kotsakis (Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Napoli);
- per la paleontologia degli invertebrati: G. Pavia (Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Torino) per i fossili marini e A. Ciangherotti, D. Esu e O. Girotti (Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Roma) per quelli continentali;
- per i macrofossili vegetali: E. Martinetto (Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Torino) ed H. D. Mai (Museum für Naturkunde, Berlino);
- per la palinologia: R. Bertoldi (Dipartimento di Biologia Evolutiva e Orto Botanico dell'Università di Parma), R. Caramiello e C. Siniscalco (Dipartimento di Biologia Vegetale dell'Università di Torino);
- per le ostracofaune: E. Gliozzi (Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Roma);
- per le ricerche tefrocronologiche: A. Moscarriello (Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Ginevra);
- per il paleomagnetismo: D. Bormioli e R. Lanza (Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Torino);
- per la mineralogia e la petrografia dei sedimenti: P. Boano e M.G. Forno (Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Torino), M. Angela-Franchini e R. Compagnoni (Dipartimento di Scienze Mineralogiche e Petrologiche dell'Università di Torino);
- per lo studio dei foraminiferi: D. Violanti (Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Torino);
- per l'aminocronologia: G. Belluomini e M. Cerasoli (Centro di studio per il Quaternario e l'evoluzione ambientale del C.N.R., Roma) e L. Manfra (Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Roma);

- per la caratterizzazione geotecnica delle formazioni argillose e per la interpretazione dei dati relativi G. Genovese ed A. Perotto (Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Torino);

- per la raccolta e l'interpretazione dei dati strutturali: P. Boano, M.G. Forno e M. Giardino (Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Torino).

I testi che seguono sono stati redatti, ciascuno per le proprie competenze, dai gruppi di Autori citati, indicati inoltre sotto i titoli dei singoli capitoli. Lo scrivente, oltre ad organizzare e a coordinare l'intera operazione di revisione, ha partecipato alla redazione di alcuni capitoli ed è responsabile della stesura delle considerazioni conclusive.

Il modello interpretativo generale è frutto, nei limiti imposti dalle difficoltà ricordate nella presentazione, della discussione collegiale e comunque è condiviso nelle sue linee essenziali da tutti i partecipanti al lavoro di revisione. Alla redazione delle osservazioni conclusive, frutto pure del concorso di tutti i partecipanti, ha dato un contributo determinante ed autorevole B. M. Cita.

Un ringraziamento particolare va:

- al Ph.D. Samuel P. Evans (Istituto di Chimica Agraria ed Ambientale dell'Università Cattolica del Sacro Cuore, Piacenza) per essersi fatto molto gentilmente carico della traduzione in inglese del riassunto generale e delle didascalie delle illustrazioni di questa monografia;

- alla dott. F. Esu Cugusi (Centro di Studio per la Geologia Tecnica del C.N.R. di Roma) per aver curato l'allestimento per la stampa di questa monografia, della guida dell'escursione e degli articoli presentati al convegno;

- al dott. F. Gianotti (Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Torino) per aver allestito per la stampa la Carta Geologica del Villafranchiano nell'area-tipo di Villafranca d'Asti;

- alle dott. G. Nocchi e R. Marchesini (Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Ferrara) per il lavoro di preparazione e trattamento dei sedimenti per la ricerca di Micromammiferi;

- ai dott. E. Bonifacio e L. Gallini (Dipartimento di Valorizzazione e Protezione delle Risorse agro-forestali dell'Università di Torino) per i preziosi suggerimenti forniti durante la preparazione dei campioni argillosi e la loro analisi.

In chiusura di questa premessa si desidera esprimere il più vivo ringraziamento anche:

- all'Amministrazione della Provincia di Cuneo, per aver messo a disposizione per il convegno il Centro Congressi di Peveragno;

- all'Amministrazione Comunale ed al Sindaco di Villafranca d'Asti, arch. Giovanni Saracco, per il supporto e l'aiuto prestati in diverse occasioni;

- al Sindaco del Comune di Valfenera, Sig. Dionigi Accossato, per il prezioso ed insostituibile aiuto fornito nella preparazione del materiale per la ricerca di Micromammiferi e per l'allestimento degli affioramenti artificiali nei Depositi Fluviali Terrazzati Post-villafranchiani per l'escursione post-congressuale;

- al Sig. Armando Trabalza, assessore al Comune di Villafranca ed appassionato ricercatore di storia ferroviaria, per le preziose informazioni storiche fornite;

- ai proprietari e al responsabile della Fornace R.D.B.

di Villafranca d'Asti, geom. Angelo Faravelli, per la grande disponibilità dimostrata in tutte le occasioni;

– ai proprietari delle cascine e dei fondi in cui sono ubicati gli affioramenti più importanti, per aver concesso sempre benevolmente l'accesso agli stessi durante lo studio ed in occasione dell'escursione;

– ai signori M. Ballario, M. Battistini, M. Conte, E. Fusetti, G. Ippolito, A. Mazzarella, L. Nola, G. Re Fiorentin, studenti del Corso di Geologia del Quaternario del Corso di Laurea in Scienze Geologiche dell'Università di Torino, per aver in vario modo fattivamente collaborato alla raccolta di informazioni di carattere storico sull'area di studio nonché alla preparazione dell'escursione.

2. INTRODUZIONE (F. Carraro)

Il lavoro di revisione è stato articolato in tre fasi:

– la **prima fase** è consistita nel rilevamento geologico a grande scala (1:10.000) dell'area rappresentata nella carta geologica. Questo è stato effettuato, per il settore nordorientale, da M.G. Forno in occasione del rinvenimento di uno scheletro pressoché completo di *Dicerorhinus jeanvireti*, effettuato nel 1991 (*Campanino et al., 1994), e, per il settore meridionale, da P. Boano nell'ambito della propria tesi di laurea. I rilievi sono stati successivamente controllati ed integrati per l'intera area in collaborazione dagli stessi autori. Il lavoro di rilevamento si è svolto dal maggio 1991 ai primi mesi del 1994; rilievi integrativi sono stati effettuati dopo il convegno, dall'autunno del 1994 all'estate del 1995.

L'interpretazione sedimentologica è stata verificata e discussa con G. Basilici.

Sfortunatamente, non essendo ancora disponibile per il territorio in questione, quando sono stati iniziati i rilievi, una cartografia topografica aggiornata, la base topografica utilizzata per i rilievi è stata ricavata per ingrandimento a scala 1:10.000 delle Tavole IGM IV S.O., "San Damiano", e IV N.O. "Montafia" del F.° 69, "Asti", il cui rilevamento risale al 1880 e per le quali sono state fatte delle "ricognizioni generali" nel 1923 e parziali nel 1964. Questa circostanza, se da un lato consente un diretto confronto con i documenti cartografico-geologici più antichi (cfr. §3), costituisce dall'altro un grave *handicap* perché non è stato possibile trasferire direttamente i dati raccolti sulla nuova cartografia topografica, attualmente completamente allestita.

La carta è stata realizzata indicando l'ubicazione di tutti gli affioramenti individuati ed effettuando poi una loro interpolazione. Nell'ambito della raccolta dei dati sono stati distinti gli affioramenti "duraturi" e quelli "effimeri" (scavi per la costruzione di case, ecc.) dai "semi-affioramenti", intendendo con questo termine situazioni nelle quali si riconosce con certezza la litofacies affiorante in un determinato settore, senza però poter effettuare osservazioni di carattere stratigrafico e strutturale: nell'area in esame rientrano tipicamente in questa categoria i campi arati.

Per facilitare la localizzazione in carta dei toponimi citati nel testo, l'area rilevata è stata suddivisa in una serie di riquadri, individuati ognuno a margine della

carta da una lettera e da un numero: l'Appendice 1 riporta l'elenco dei toponimi citati ed i relativi codici di localizzazione.

La carta così realizzata si propone come un primo archivio per la costituzione di una banca-dati territoriale nella quale sarà sempre possibile individuare con precisione l'ubicazione di tutti gli elementi (affioramenti, rinvenimenti di fossili, ecc.) sulla base dei quali è stato costruito il modello interpretativo proposto nelle pagine che seguono. Questa potrà essere progressivamente integrata in futuro consentendo quindi un affinamento ed un completamento delle interpretazioni cui è stato possibile giungere in questa occasione.

La **seconda fase**, disgiunta solo concettualmente dalla prima ma che si è svolta in larga misura contemporaneamente ad essa, è stata quella della raccolta e dal riesame critico dei dati prodotti negli studi precedenti. Come si vedrà dal successivo §3, questa operazione è stata molto impegnativa: la grande maggioranza dei fossili che provengono dall'area-tipo sono stati infatti raccolti in un passato remoto, soprattutto in occasione della costruzione del tratto Villanova-Villafranca della ferrovia Torino-Asti-Genova (1844-1854); i ricuperi sono stati fatti allora senza prender nota né della precisa localizzazione né, tanto meno, dell'esatta posizione stratigrafica dei reperti: le etichette originali che accompagnano i resti, conservate tutt'ora nel Museo del Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Torino, portano indicazioni del tipo "tra S. Paolo e Dusino" se non addirittura "Astigiana". Per cercare di ricostruire per quanto possibile queste informazioni, indispensabili per una corretta interpretazione dei dati, è stato perciò necessario effettuare un paziente lavoro di ricerca di carattere storico sulle varie fasi della costruzione della ferrovia e sulle vicende che hanno accompagnato i singoli rinvenimenti. Questa parte è stata curata essenzialmente da F. Campanino che ha coordinato tutte le notizie recuperate. Contributi di vario genere e di diversa importanza a questa operazione hanno dato diversi collaboratori, tra cui soprattutto S. Olivero, che ha ritrovato alcuni importanti documenti relativi alla progettazione e alla costruzione della ferrovia, presso l'Archivio di Stato di Torino, ed ha inoltre pazientemente passato in rassegna i giornali dell'epoca alla ricerca di notizie che, collocando esattamente nel tempo alcuni dei più significativi rinvenimenti, ad una determinata fase di esecuzione dei lavori, ne hanno consentito la localizzazione.

Molto utile è risultata, in questa parte del lavoro, anche la storia della ferrovia ricostruita e pubblicata da A. Trabalza in una serie di articoli sulla Rivista "La Triverna" nel 1989-90: è stato consultando questa pubblicazione che per la prima volta ci si è resi conto che il tratto di ferrovia tra Villanova e Villafranca è stato costruito seguendo inizialmente due tracciati distinti, e, come si vedrà (cfr. §3.1), questo dato è risultato essenziale per risolvere le apparenti incongruenze cronostigrafiche di alcuni rinvenimenti.

Questa fase della ricerca, che è più di carattere storico che geologico, ha portato a risultati a dir poco sorprendenti ed è risultata determinante nella fase interpretativa finale.

La bibliografia relativa al periodo successivo alla

prima Guerra Mondiale è stata curata da P. Boano⁽³⁾.

Per ordinare in maniera organica ed in forma gestibile con la massima flessibilità i dati relativi ai rinvenimenti di vertebrati e dei molluschi, che costituiscono certamente il patrimonio di conoscenza più importante e significativo per il problema in esame, questi sono stati archiviati in banche-dati nelle quali, in sezioni separate, vengono riportati:

– dati oggettivi del reperto (natura e, qualora disponibili, localizzazione, autore e data del rinvenimento, tipo di conservazione del resto e natura dei sedimenti che gli sono tuttora aderenti, nonché l'attuale collocazione);

– diverse determinazioni proposte nel tempo dai vari Autori;

– determinazione fatta nel corso della presente revisione ed unità stratigrafica alla quale il reperto è stato attribuito.

Anche in questo caso le banche-dati si propongono come archivi flessibili ed implementabili, dai quali ricercatori che vorranno in futuro proseguire le ricerche sul Villafranchiano di Villafranca d'Asti potranno iniziare il proprio lavoro risparmiandosi la lunghissima e complessa fase di raccolta dei dati pregressi.

La **terza fase**, anch'essa distinta formalmente dalle precedenti ma integrata in realtà con queste, è stata quella della revisione vera e propria. Sulla scorta dell'interpretazione stratigrafica messa a punto con il rilevamento geologico, dell'insieme dei dati, rivisitati, derivati dalle ricerche pregresse, e di quelli, numerosi, prodotti nel corso del rilevamento, sono stati coinvolti specialisti di discipline diverse, i quali hanno operato il riesame critico del materiale di loro competenza, confrontando poi reciprocamente i risultati delle interpretazioni specifiche. Quest'ultima parte del lavoro è quella che, oltre naturalmente ad essere indiscutibilmente più interessante, ha anche messo in evidenza che nelle diverse discipline non viene utilizzata la medesima scala cronostratigrafica. Nella definizione della posizione cronostratigrafica dei termini in cui è stata suddivisa la successione villafranchiana e delle unità che con questa vengono in rapporto, emersa dalla somma dei dati disponibili per ciascuna delle unità, si è perciò posto il problema di individuare una scala cronologica unica di riferimento. Tra le numerose proposte in letteratura (il problema della non univocità del significato del termine Villafranchiano si ripropone tale e quale per il Pliocene, per il Pleistocene e per le loro suddivisioni) sono state scelte, per la loro più recente formulazione, quelle proposte rispettivamente da Rio *et al.* (1993) per il Pliocene, e da Richmond & Fullerton (1986) per il Quaternario (Tabella 1).

Questo studio di revisione non ha la pretesa di essere conclusivo nei confronti del problema: la più volte ricordata scarsità di affioramenti rende infatti velleitario un simile

obiettivo. Resta tuttavia la convinzione di aver impostato correttamente il lavoro propostoci e di aver messo le basi per una futura integrazione della conoscenza del problema. Abbiamo inoltre la ragionevole certezza che il modello interpretativo proposto, risultando coerente con tutti i dati disponibili, sia affidabile nelle sue linee essenziali. Le proposte che verranno avanzate a conclusione di questo studio possono pertanto ritenersi sufficientemente suffragate sia per la molteplicità degli aspetti tenendo conto dei quali sono state formulate, sia per l'elevato numero di ricercatori che le hanno concordemente espresse.

Il quadro delle conoscenze emerse e le conclusioni che ne sono state ricavate è stato presentato al XIV Congresso dell'INQUA di Berlino.

Tabella 1 - Tabella cronologica di riferimento (da Richmond & Fullerton, 1986, e Rio *et al.*, 1993).

Reference chronological table (after Richmond & Fullerton, 1986, and Rio et al., 1993).

anni dal Presente	suddivisioni	periodi
0		OLOCENE
10.000	superiore	PLEISTOCENE
132.000	medio	
788.000	inferiore	
1.650.000 ¹		PLIOCENE
1.800.000 ²	superiore	
2.600.000	medio	
3.600.000	inferiore	
5.400.000		

¹ Secondo Richmond & Fullerton, 1986
² Secondo Rio & Al., 1993

Avvertenza importante!

Nel testo che segue si useranno il sostantivo **Villafranchiano** e l'aggettivo **villafranchiano**, senza alcuna grafia particolare, per fare riferimento alla successione-tipo, descritta da *Pareto (1865) nell'area-tipo; con i termini "**Villafranchiano**" e "**villafranchiano**", tra virgolette, si indicheranno invece depositi, successioni, faune, ecc. di altre aree, che in letteratura sono stati correlati con quelle dell'area-tipo.

3. STATO DELLE CONOSCENZE

Per le problematiche completamente diverse che il riesame dei dati della letteratura comporta nel caso dei lavori più vecchi, rispetto a quelli relativamente più recenti, si è ritenuto opportuno suddividere questo capitolo in

(3) Negli anni '70 una tesi sul Villafranchiano di Villafranca d'Asti era stata parzialmente svolta da Anna Stefani. In particolare in questa era stato completato l'esame della letteratura geologica sull'argomento pubblicata a quella data. Il lavoro fatto è stato integralmente ripreso da P. Boano nella redazione del § 3.2.

due parti, la prima relativa alla letteratura più antica, la seconda che riguarda la produzione successiva grossomodo alla prima guerra mondiale.

3.1 Le origini (dalla fine del '700 agli inizi del '900) (F. Campanino)

Il periodo "storico" degli studi dedicati al Villafranchiano piemontese abbraccia poco più di un secolo. Tra la fine del '700, in cui si raccolsero i primi resti fossili di vertebrati e il primo decennio del '900, furono descritte e definite sistematicamente numerose specie continentali del Piemonte, rappresentate da vertebrati (mammiferi), da invertebrati (molluschi) e da resti vegetali. Venne inoltre descritta e interpretata la successione dei sedimenti nell'area di Villafranca d'Asti, contestualmente alla formalizzazione in "*Piano Villafranchiano*" dell'intervallo stratigrafico relativo.

La maggior parte dei fossili raccolti nell'area di Villafranca e studiati nel secolo scorso è conservata nel Museo del Dipartimento di Scienze della Terra (già Museo di Geologia e Paleontologia) dell'Università di Torino (di seguito indicato come Museo di Torino).

I primi resti di vertebrati fossili villafranchiani del Piemonte, appartenenti a mastodonti, furono illustrati da *Cuvier (1806): due denti, uno proveniente dai pressi di Asti e un altro da Rocchetta Tanaro, furono ascritti da questo autore al "*mastodonte à dents étroites*". *Amoretti nel 1808 pubblicò un dente proveniente da Rocchetta Tanaro molto simile — se non il medesimo — a quello già figurato da Cuvier. Certamente gli studi di Cuvier attirarono l'attenzione di Borson, professore di mineralogia e curatore del Museo dell'Accademia delle Scienze di Torino, sui vertebrati fossili piemontesi. Questi infatti pubblicò (*Borson, 1820) una prima breve memoria su frammenti di mandibola con molari provenienti dall'Astigiano; più tardi (*Borson, 1823) illustrò altri due molari di Monale e dell'Astigiano, attribuendoli tutti, secondo la classificazione di Cuvier al "*mastodonte à dents étroites*". La memoria del 1823 veniva però specialmente dedicata alla descrizione di un altro dente, più grande e di morfologia diversa, che Borson ritenne appartenere al "*grand mastodonte*", definito da Cuvier per le forme americane, e proveniente dai pressi di Villanova d'Asti. Questo stesso dente, citato nell'opera di Cuvier "*Recherches sur les ossements fossiles*" (*Cuvier, 1834, vol. 2, p. 326), come uno fra i rari esemplari europei di "*grand mastodonte*", o forse una specie nuova, venne dal paleontologo statunitense *Hays (1833) separato dalla specie americana e denominato *Mastodon borsoni*.

Certamente negli anni seguenti altri ritrovamenti si aggiunsero alle collezioni del Museo di Torino, come testimoniato dal Catalogo pubblicato da *Borson nel 1830.

Nell'area di Villafranca, l'irripetibile opportunità di osservare e studiare affioramenti molto estesi e di raccogliervi fossili, si verificò nei decenni successivi, quando il taglio della trincea ferroviaria per la linea Torino-Genova, interessò i sedimenti della successione villafranchiana in tutta la loro potenza, di circa un centinaio di metri, nella discesa dal margine orientale dell'Altopiano di Poirino fino a Villafranca, lungo il fianco destro della Valle Traversòla. Le grandi difficoltà di costruzione del tratto ferroviario nell'area in esame, a causa della scarsa consistenza dei

sedimenti, sabbiosi e argillosi, facili ad impregnarsi d'acqua e a franare o a cedere, durarono otto anni (*Pellati & Salvini, 1892; *Sacco, 1898). Per facilitare il collegamento fra i due tronchi Valdichiesa-Torino e Villafranca-Asti, inaugurati già nel 1848, venne costruito un altro tracciato, provvisorio, che correva sul margine dell'altopiano fino a Dusino, da dove inizialmente una strada percorsa da *omnibus* a cavalli e più tardi uno scivolo percorso da locomotive speciali consentiva il collegamento con Villafranca (cfr. Fig. 2). È chiaro che le trincee costruite per i due tronchi ferroviari, lunghe ciascuna alcuni chilometri, interessarono una massa enorme di sedimenti, esponendo estesi affioramenti in una zona che di norma ne è poverissima. Relativamente al solo tronco definitivo, dal casello 27 a Ovest di San Paolo al ponte sul T. Stanavasso, esclusi naturalmente i rilevati, venne eseguito uno scavo di circa 8 km di lunghezza per 15 m circa di larghezza, con profondità variabili da pochi metri a una decina di metri. Si devono inoltre considerare tutti gli scavi operati nella zona in numerosi punti più o meno prossimi al tracciato, allo scopo di fornire il materiale per la costruzione dei rilevati ferroviari in corrispondenza dell'attraversamento dei numerosi valloncini che scendono in Val Traversòla (un abitante di San Paolo, durante il lavoro di revisione, ci ha riferito, dai racconti del bisavolo, dei continui trasporti di "terra" che gli abitanti del luogo effettuavano per la ferrovia!).

I fossili trovati in quegli anni, inclusi in origine nelle raccolte di Gastaldi, geologo e paleontologo operante presso il Politecnico di Torino, e di Eugenio Sismonda, paleontologo, fratello di Angelo (autore della "Carta Geologica di Savoia, Piemonte e Liguria"; *1862), e collaboratore del Museo dell'Accademia delle Scienze, costituiscono la maggior parte delle collezioni di vertebrati continentali del Museo di Torino.

Già nel novembre 1849 *E. Sismonda pubblicò la notizia della scoperta e dello scavo dello scheletro di un mastodonte, nel taglio della trincea ferroviaria, presso Solbrito [in *Baretti (1880a) è precisato il sito di questo ritrovamento: "*presso il casello 33*", dato recentemente confermato dalle ricerche svolte sui documenti dell'Archivio delle Ferrovie da S. Olivero]. La memoria paleontologica dedicata a questo fossile fu pubblicata da *E. Sismonda nel 1852. In essa vennero anche illustrati alcuni molluschi continentali trovati nello scavo e venne riportato il rinvenimento a breve distanza di una mandibola di rinoceronte, di un dente di elefante e di corna di cervo e, inoltre, di altri resti di mastodonte, di tapiro e di marmotta raccolti da Gastaldi presso Ferrere⁽⁴⁾. Venne fornita la descrizione dei sedimenti, definiti di origine "*fluvio-lacustre*", considerati ancora parte del ciclo sedimentario di età terziaria.

Qualche anno più tardi, *Gastaldi (1861) figurò un dente di mastodonte proveniente da Ferrere, e, da San Paolo, un dente di *Trilophodon borsoni* (secondo rinvenuto in Piemonte dopo l'esemplare-tipo della specie) e riferì dello scavo di un altro scheletro di mastodonte, sempre a San Paolo, di cui illustrò alcune ossa in una

(4) Rivolgo un sentito ringraziamento al Prof. G. Magnano del Dipartimento Georisorse del Politecnico di Torino per avermi cortesemente consentito la consultazione dei Cataloghi antichi delle Collezioni Gastaldi.

breve nota (*Gastaldi, 1860). Gastaldi descrisse e interpretò la successione villafranchiana, suddividendola in due grandi complessi, ciascuno con faune ben distinte: uno inferiore ancora pliocenico, da lui definito "*alluvioni plioceniche*" (per un evidente errore di stampa queste vengono ascritte al "*Pleistocene*" nel suo schema di p. 47) ed uno superiore attribuito al Pleistocene.

Nel 1860 una raccolta di fossili, ("Collezione Barbavara") provenienti ancora dagli scavi della ferrovia e accantonati dagli operai, venne donata al Museo di Torino dal Segretario Generale dei Lavori Pubblici, Comm. Barbavara (Manoscritto inedito di *E. Sismonda, 1870 ca.)⁽⁵⁾.

Fra i resti della raccolta, E. Sismonda individuò un particolare cranio di bovide che denominò *Bos stenometopon* e fece disegnare in una tavola da inserire in una memoria sui vertebrati fossili piemontesi che in quegli anni aveva in preparazione. Nello stesso periodo inviò copia della tavola ed un modello del fossile a Rütimayer, eminente studioso di vertebrati presso il Museo di Basilea, per ottenerne l'autorevole parere prima della pubblicazione. Questi riconobbe la peculiarità della specie di E. Sismonda ed ottenne di riprodurre la figura dell'esemplare piemontese nella sua memoria sui bovidi fossili europei. E. Sismonda, colpito da grave malattia nel 1862, non riuscì a pubblicare la sua opera e unica illustrazione del *Bos stenometopon* rimase quella pubblicata da *Rütimayer nel 1868, ma con la denominazione di *Bos etruscus*. Da allora l'esemplare venne sempre citato con questo nome nei cataloghi ed elenchi faunistici dei fossili villafranchiani piemontesi (vedi, ad esempio, *Sacco, 1906b). Il nome originale attribuito da E. Sismonda ricomparirà soltanto nel 1949 nell'opera sui *Leptobos* italiani di *Merla, che su questo fossile istituì il tipo della specie.

E. Sismonda morì nel 1870 e Gastaldi nel 1879. Le opere di questi Autori fornirono la base paleontologica e stratigrafica su cui vennero fondati gli studi generali di *De Mortillet (1864) e *Pareto (1865).

Gli altri resti della "raccolta Barbavara" furono allegati alle collezioni del museo, ma vennero studiati solo in parte e molti anni più tardi.

Nel 1880, in una cava di sabbia, presso Cascina Crotino⁽⁶⁾,

a NW di Villafranca venne trovato uno scheletro completo di rinoceronte. Lo scavo e la preparazione furono condotti sotto la guida di *Baretti, geologo e direttore in quegli anni dell'Istituto e del Museo di Geologia di Torino (1880a; 1880b; 1880c).

A partire dalla metà degli anni '80, i maggiori contributi paleontologici e stratigrafici allo studio del Villafranchiano piemontese vennero forniti da Sacco, che nel 1884 pubblicò il primo di una serie di lavori sui molluschi continentali, mentre procedeva al rilevamento di dettaglio di tutto il Bacino Terziario e all'interpretazione stratigrafica della successione (*Sacco, 1890). Lo studio dei molluschi (nell'area di Villafranca descrisse circa venti nuove specie) consentì a Sacco di confermare l'età pliocenica dell'insieme dei sedimenti da lui cartografati come Villafranchiano.

La descrizione e lo studio del rinoceronte di Dusino, scavato da Baretti nel 1880, vennero pubblicati pure da *Sacco (1895b), che lo attribuì ad una varietà, da lui denominata *astensis*, del *Rhinoceros etruscus*.

Lo stesso Autore pubblicò in seguito una memoria descrittiva di altri resti di rinoceronte delle collezioni torinesi (*Sacco, 1906a). Fra questi vennero figurati: la mandibola già disegnata nella tavola per la memoria inedita di E. Sismonda (cf. *supra*) (con tutta probabilità si tratta della mandibola rinvenuta presso il mastodonte di Solbrito; cfr. *E. Sismonda, 1851, p. 59); una emimandibola, proveniente dalla "raccolta Barbavara", che Falconer, all'epoca fra i maggiori studiosi europei di faune a vertebrati, poté osservare in una sua visita a Torino e da lui descritta e attribuita, insieme alla precedente, al *Rhinoceros leptorhinus* (Falconer, in *Murchison, 1868b); i resti di rinoceronte provenienti da Ferrere appartenuti alla Collezione Gastaldi.

Resti fossili significativi di cervidi vennero descritti da *De Alessandri nel 1903 e attribuiti a *Cervus etuerianum* e *Cervus pardinensis*: i frammenti di corna e di ossa recano in etichetta la dicitura "*tra San Paolo e Dusino*", che si ritrova spesso in museo ad indicare i fossili raccolti negli scavi della ferrovia.

Altri resti fossili, molto importanti, delle collezioni torinesi, attribuiti a elefanti, provenienti in gran numero dalla zona di San Paolo e raccolti negli anni dei lavori della ferrovia, vennero soltanto citati negli elenchi faunistici della memoria di *Gastaldi (1860) con le specie *Loxodon meridionalis* e *Euelephas antiquus* (entrambe incluse da questo Autore nelle faune plioceniche). Falconer e Pohlig visitarono, nella seconda metà del secolo scorso, le collezioni del Museo di Torino, descrivendo e studiandone alcuni esemplari (Falconer in Murchison, 1868; *Pohlig, 1888), ma l'opera più completa, ricca di illustrazioni, comparve nel 1913, ad opera di *Zuffardi. Gli esemplari di San Paolo vennero determinati come *E. meridionalis*, *E. antiquus* e una varietà di *E. primigenius*.

La non congruità dell'apparente compresenza di specie diverse e non contemporanee di elefanti, nella località di San Paolo, sottolineata da Zuffardi, fu per lungo tempo causa di discussioni sulla posizione sistematica dei vari esemplari e sulla attribuzione stratigrafica della suc-

⁽⁵⁾ In Archivio del Dipartimento di Scienze della Terra di Torino è conservata una cartella contenente otto tavole, con numerazione provvisoria, riguardanti resti di vertebrati fossili del Piemonte. Sulla cartella è riportata la dicitura "Sismonda - Tavole inedite" (autografo di L. Bellardi, da molti anni collaboratore e dal 1878 curatore del Museo di Torino). Tra i fossili diversi raffigurati sulle tavole compaiono, provenienti dall'area di Villafranca: una mandibola di rinoceronte, il cranio del *Bos stenometopon*, e i resti di marmotta raccolti da Gastaldi a Ferrere. Allegato alla tavola del *Bos stenometopon* si trova un manoscritto relativo a questo fossile, attribuibile a E. Sismonda.

⁽⁶⁾ La recente acquisizione dell'archivio dei rilevamenti autografi di F. Sacco (Biblioteca del Museo Regionale di Scienze Naturali di Torino) ha consentito la consultazione delle carte rilevate da questo Autore, nell'area di Villafranca, alla scala 1:25000. In esse compaiono numerose osservazioni sulla litologia, sulle località fossilifere e l'esatta ubicazione del ritrovamento dei fossili più importanti, fra cui quella del "rinoceronte di Dusino". Di questo fossile sono pure stati rinvenuti in archivio del Dipartimento di Scienze della Terra di Torino alcune fotografie relative allo scavo, alla preparazione e al montaggio (*Baretti, 1880c).

cessione villafranchiana, o almeno di una sua parte⁽⁷⁾.

Dai sedimenti più elevati, pleistocenici, della successione, *Gastaldi aveva già citato nella memoria del 1860 la presenza di resti di marmotta a Ferrere, da lui sommariamente descritti nel 1871, e di *Equus*. I resti di marmotta vennero disegnati in una delle tavole preparate per la memoria inedita di E. Sismonda (cf. *supra*) e fra i resti di *Equus* provenienti da San Paolo una serie di cinque denti mascellari venne attribuita a *Equus stenonis* da *Rütimayer (1875).

I resti fossili appartenenti a vegetali, provenienti dall'area di Villafranca, in particolare filliti, vennero descritti da *Peola (1896) e lo studio di alcuni frammenti di tronchi silicizzati fu condotto nel 1903 da *Pampaloni.

Negli anni precedenti la prima guerra mondiale si ebbero ancora ritrovamenti di fossili nell'area considerata, ma certamente in minor numero: fra questi il più importante fu lo scavo, nel 1904, nei pressi di Villafranca, di uno scheletro quasi completo di un mastodonte di rilevanti dimensioni, tuttora inedito e soltanto citato in una breve nota di *Parona del 1930.

3.2 Le conoscenze moderne (dai primi del '900 agli anni '80) (P. Boano)

Nel paragrafo che segue vengono esposti i dati, ricavati dalla letteratura, che riguardano l'area-tipo del Villafranchiano, successivi al termine della prima Guerra Mondiale. L'esposizione è, come di consueto, in ordine storico: per quanto possibile, le informazioni fornite dai diversi Autori sono state riportate in maniera testuale, in modo da non introdurre ulteriori interpretazioni in un contesto già complesso.

Per consentire una più agevole consultazione i dati sono stati suddivisi come segue:

- litostratigrafia;
- sedimentologia;
- assetto strutturale;
- paleontologia, suddivisa a sua volta in:
 - paleontologia dei vertebrati;
 - paleontologia degli invertebrati;
 - paleobotanica (macrofossili e pollini);
- paleoecologia;
- paleoclimatologia;
- cronologia.

Le conoscenze moderne sul Villafranchiano si possono far risalire alla pubblicazione della prima edizione del Foglio geologico 69, "Asti", della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 (*Sacco, 1922): fu cartogra-

fata come villafranchiana solo la parte intermedia e superiore della successione indicata come tale da *Pareto (1865) mentre il termine inferiore, rappresentato dalle sabbie a stratificazione incrociata, venne interpretato come una formazione di ambiente salmastro e distinto come Fossaniano. Entrambi i termini furono considerati di età pliocenica superiore: l'Autore ripropose quindi la stessa interpretazione presentata nelle carte allegate alla monografia "*Il Bacino terziario e quaternario del Piemonte*" del *1890.

Dall'analisi bibliografica effettuata emerge che, mentre sono numerose le pubblicazioni riguardanti segnalazioni di rinvenimenti di resti fossili o lo studio dettagliato di alcuni fronti di cava ben esposti, sono rare le pubblicazioni a carattere generale riguardanti l'intera area-tipo: risalta in particolare, l'assenza di un dettagliato rilevamento geologico esteso a tutta l'area in esame.

3.2.1 Litostratigrafia

Nell'intervallo di tempo compreso tra il 1925 e il 1960 gli Autori che si sono interessati al Villafranchiano hanno sviluppato essenzialmente gli aspetti paleontologico e paleoecologico, facendo riferimento per la litostratigrafia a *Sacco (1890) e a *Pareto (1865) senza aggiungere ulteriori osservazioni.

Una descrizione della successione è riportata in *Martinis (1949, p. 23): "*Nei depositi attribuibili al Villafranchiano si osservano tre facies litologiche: una prevalentemente argilloso-marnosa e sabbiosa, una rappresentata da alternanza di sabbie ed argille con depositi ghiaiosi e talora conglomeratici ed una prevalentemente ghiaiosa e ciottolosa. La distribuzione geografica di questi sedimenti, salvo qualche eccezione, è tale che allontanandosi radialmente dall'Astigiano ove prevale la prima facies, essi aumentano granulometricamente fino ad essere costituiti da sole ghiaie e conglomerati.*"

*Gabert (1962), nel suo studio a carattere generale riguardante l'evoluzione geologica recente del Piemonte e della Lombardia, descrisse come villafranchiana l'intera successione in cui Pareto aveva istituito lo strato-tipo, interpretando come sedimenti di ambiente deltizio i termini ascritti da *Sacco (1990) al Fossaniano e come depositi di ambiente fluvio-lacustre la parte superiore della successione (pp. 39-40): "*Du point de vue des faciès, nous venons de voir que le «Fossanien» semble déjà faire partie du Villafranchien. Sur le faciès «Fossanien» graveleux déjà étudié, s'appuient des couches marno-argileuses épaisses parfois de 10 à 15 m. Or dans ces couches apparaissent de petites séries d'argiles varvées aux feuillets blancs et gris, parfois rougeâtres et devenant jaunâtres dans les bancs supérieurs. Ces marnes ne sont jamais très épaisses (1 m au maximum) et les niveaux ne paraissent pas généraux, les épisodes lacustres ont dû être brefs, discontinus, souvent assez localisés avec déplacement des zones lacustres; ils ont alterné avec des intrusions fluviales puisque de petits bancs varvés alternent avec sables et graviers.*"

In occasione del Convegno sul Neogene del Mediterraneo, *Selli (1967, p. 79), riassumendo i dati sino ad allora raccolti nell'area di Villafranca, osservò: "*The type Villafranchian rests in stratigraphic continuity, with a gra-*

(7) Il recente rilevamento di dettaglio della zona attorno a San Paolo, unitamente alla considerazione dell'estensione degli scavi condotti proprio intorno a questa località per la costruzione della ferrovia, giustificano il ritrovamento del rilevante numero di resti di elefante. La trincea ferroviaria definitiva corre per alcuni chilometri proprio all'interno delle unità superiori distinte nel corso della revisione ed è probabile che anche l'impianto del tronco provvisorio abbia portato ad intaccare in alcuni punti i sedimenti delle unità più alte distinte nella successione villafranchiana.

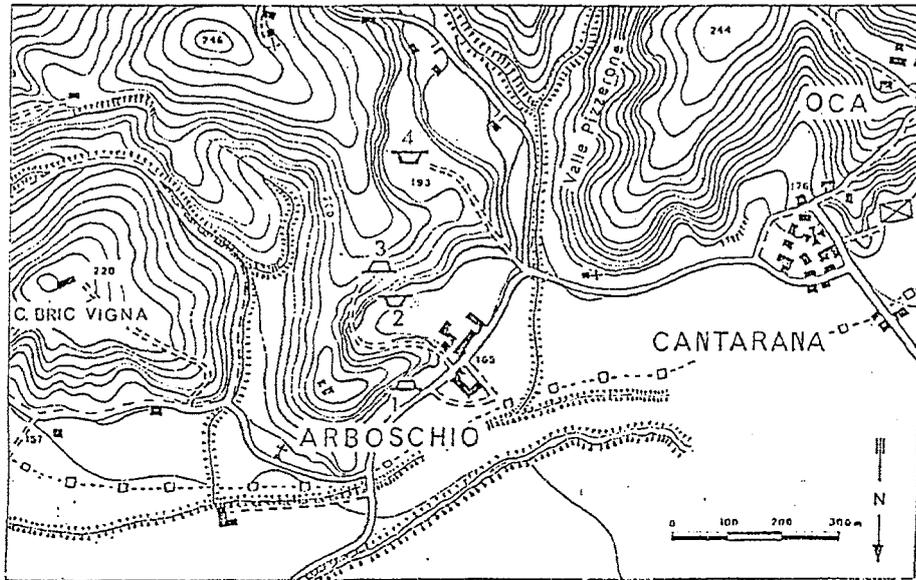


Fig. 3 - Ubicazione della Cava Arboschio, articolata in quattro fronti di cava (da *Pavia, 1970).

Location of Arboschio quarry; the quarry is divided into four exploitation fronts (from *Pavia, 1970).

vio-lacustre, databili al Villafranchiano inferiore; 7) Livelli marnosi con fauna oligotipica a molluschi e foraminiferi di ambiente palustre-paralico, riferibili ad un'ingressione marina, forse ancora del Villafranchiano inferiore."

Negli stessi anni, *Francavilla et al. (1969; 1970) e *Francavilla & Tomadin

dual vertical change, upon yellow marine sands of the «Astian» type which can be ascribed to the middle Pliocene and sometimes to the lower part of the upper Pliocene because of their macro- and microfossil contents. The boundary between the Villafranchian fluvio-lacustrine deposits and the underlying littoral sands is not isochronous because of the progressive retreat of the sea from the basin."

*Petrucci & Tagliavini (1968), nell'ambito del rilevamento della seconda edizione del Foglio 68, "Carmagnola", della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000, presero in esame gli aspetti morfologici del settore occidentale dell'areale di distribuzione del Villafranchiano: indicarono i sedimenti affioranti nell'area-tipo come caratteristici di un ambiente fluvio-palustre. Riconobbero inoltre sia nell'area-tipo sia nel vicino Altopiano di Poirino, la presenza, al tetto della successione villafranchiana, di un'estesa superficie di erosione di età quaternaria. In seguito, *Pavia (1970, p. 157) descrisse i sedimenti affioranti nella Cava Arboschio, allora interessati da quattro fronti di cava (Fig. 3) distinguendovi, dal basso verso l'alto, le seguenti litozone (Fig. 4):

"1) Sabbie quarzose con struttura a festoni, di ambiente deltizio. Gli abbondanti molluschi marini, i resti di vertebrati acquatici e la ricca associazione faunistica di clima caldo, ad affinità plioceniche, permettono una datazione all'Astiano superiore; 2) Argille e siltiti di ambiente continentale, palustre, attribuibili al Villafranchiano inferiore; 3-4-5) Complesso a sedimentazione prevalentemente sabbiosa, in facies fluvio-deltizia, con rari molluschi salmastri alla base (*Ostrea edulis* L.); sono stati raccolti tre resti di *Anancus arvernensis* Cr. & Job. e uno di *Rhinoceros* sp. Alle sabbie quarzose si intercala una litozona (4) costituita da marne sabbiose ed argille di ambiente decisamente lacustre, con molluschi d'acqua dolce e con un'abbondante flora di clima ancor caldo, ma condizionata da un progressivo abbassamento della temperatura. Il complesso corrisponde al «Fossaniano» di Sacco ed è databile al Villafranchiano inferiore; 6) Livelli a sedimentazione argillosa di ambiente decisamente flu-

(1970) presero in esame i sedimenti esposti nelle Cave Crotino, Arondelli e Cantarana, coltivate in occasione della costruzione dell'Autostrada Torino-Piacenza, delle quali è stato successivamente effettuato il ripristino ambientale, e nella cava della Fornace R.D.B., tutt'ora attiva (Fig. 5). Nel primo di questi lavori (Francavilla et al., 1969) gli Autori individuaronò quattro "unités stratigraphiques", caratterizzate da diversi spessori e indicate come A, B, C, D (p. 578): "les termes A, B, C correspondent au Villafranchien-type.....; D représente des dépôts fluviaux beaucoup plus récentes, appartenant au Pléistocène". E più avanti: "Les dépôts du niveau D sont en tout cas postérieurs au Villafranchien; peut être appartiennent-ils déjà au Pléistocène".

La descrizione data, dall'alto al basso, è la seguente (p. 576):

"D - Argiles et argiles sableuses grisâtres; dans la partie inférieure s'intercalent des lentilles sableuses et caillouteuses qui tendent à devenir prédominantes lorsque l'on passe du niveau supérieur au niveau inférieur, qui est tranché par une surface d'érosion nette et irrégulière. Epaisseur: 1 à 11 m.

C - Argiles et argiles sableuses gris-jaunâtres alternées; à la limite avec le niveau B, il existe parfois un banc argileux ocreux, épais de 1 m environ, riche en restes de plantes palustres et de feuilles. Epaisseur: 0.50 à 9 m.
B - Graviers, sables, argiles sableuses et argiles, en lentilles, d'où provient une grande partie des faunes à Mammifères trouvées dans le Villafranchien s.s. Epaisseur: 6.5 à 14 m.

A - Argiles et argiles sableuses gris verdâtres qui, parfois présentent des niveaux plus nettement sableux. Elles montrent souvent des varves et sont riches en lits phylliteux et parfois en restes de mollusques d'eau douce. Epaisseur: 3 à 8 m."

La successione marina sottostante viene poi così descritta:

"L - Sables jaunâtres à stratification entrecroisée, alternant avec des couches d'argiles sableuses. Dans les sables, on trouve des mollusques fossiles et dans les argiles, des bois et des phyllites, parfois très abondantes. Epaisseur: 9 m.
M - Sables jaunes marins mal stratifiés avec lentilles et

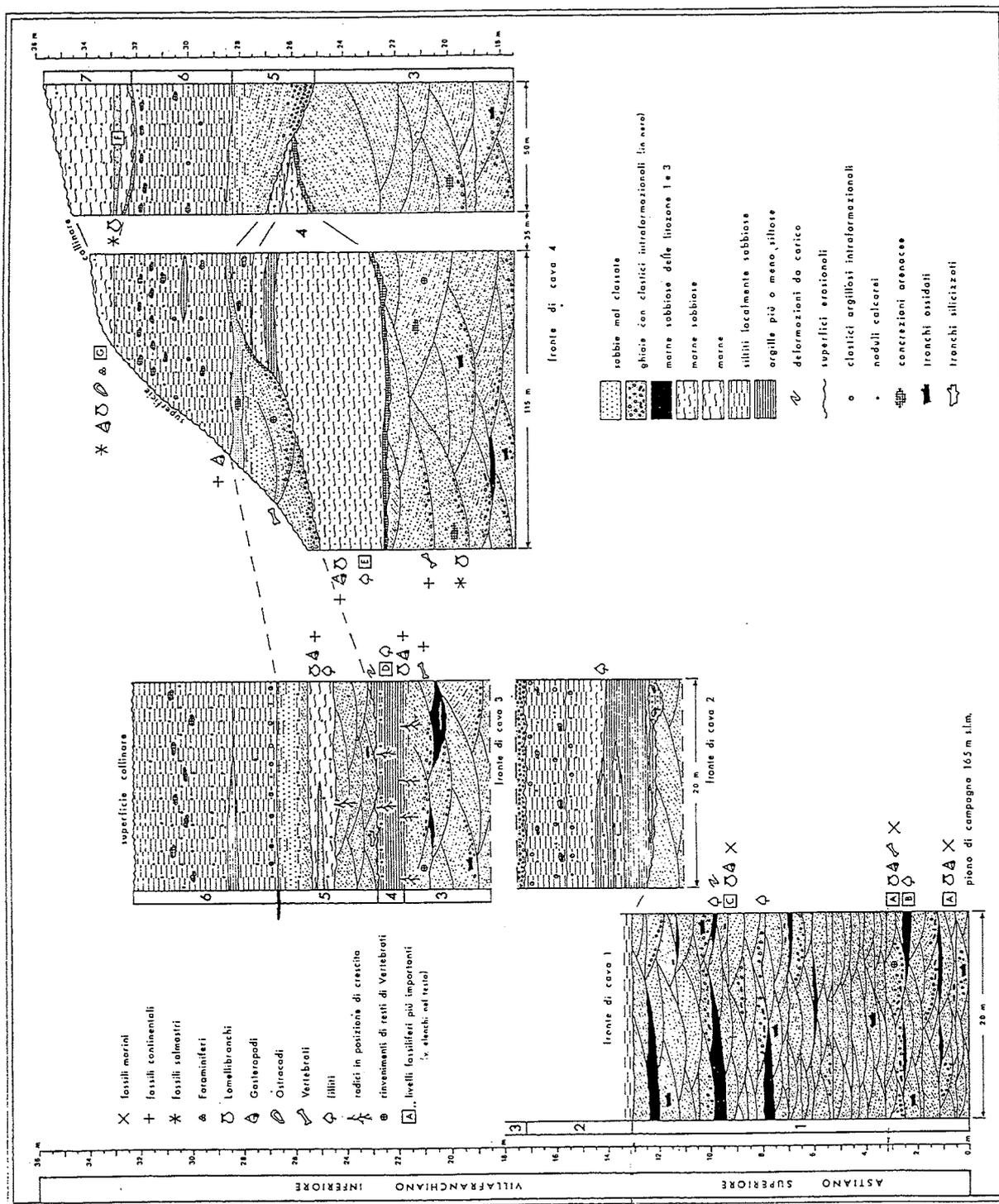


Fig. 4 - Rappresentazione schematica della successione litologica rilevata sui quattro fronti di Cava Arboschio (da *Pavia, 1970). Schematic section of the lithologic sequence observed on the four fronts of the Arboschio quarry (from *Pavia, 1970).

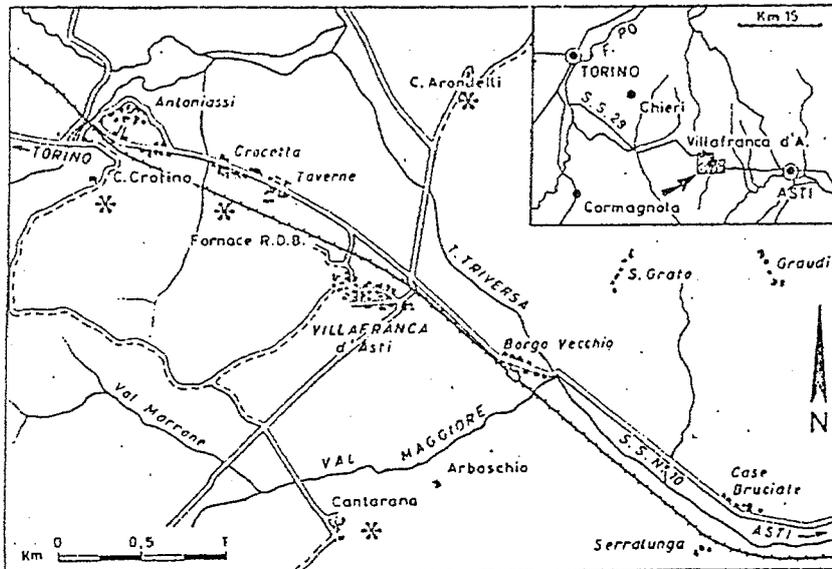


Fig. 5 - Ubicazione delle sezioni studiate da *Francavilla et al. (1970) nei dintorni di Villafranca d'Asti (da *Francavilla et al., 1970).

Location of sections studied by *Francavilla et al. (1970) near Villafranca d'Asti (from *Francavilla et al., 1970).

D - Ghiaie e sabbie continentali in lenti, alternate a sabbie argillose tendenti ad aumentare verso l'alto. L'orizzonte è ricoperto da sfaticcio di alterazione (D1) e humus (D2). Spessore: 5 m circa.

C - Argille giallastre con filliti ben conservate; l'unità è troncata verso l'alto da una superficie di erosione molto evidente. Spessore: 1,5 metri circa.

B - Sabbie grigiastre lievemente argillose con un livello a piccole lenti di argilla che contengono resti di piante palustri; nelle sabbie sono stati rinvenuti frammenti di molari di *Mastodon arvernensis*. Spessore: 12 metri circa di cui 1 o 2 di sabbie argillose (B1) che segnano il passaggio all'orizzonte A.

A - Argille grigio-verdastre con resti di piante. Spessore affiorante: 2 metri circa.

SEZIONE DI CAVA ARONDELLI

Anche questa cava è stata chiusa e colmata al termine dei lavori per l'autostrada. Le unità rilevate dall'alto verso il basso, sono:

D - Ghiaie ad elementi di varie dimensioni e sabbie in lenti, passanti verso l'alto ad argille ricche di piante palustri e molluschi d'acqua dolce. L'unità termina con un livello di alterazione (D1) e con il terreno agrario (D2). Spessore: 4 m circa.

C - Argille ed argille sabbiose con livelli torbosi e frequenti resti di filliti, molluschi d'acqua dolce, anfibi, pesci. Di qui proviene una interessante fauna a micromammiferi⁽⁹⁾. L'unità è troncata superiormente da una superficie di erosione, non sempre chiaramente osservabile. Spessore: 4 metri circa.

B - Sabbie giallastre passanti lateralmente a sabbie argillose ed argille sabbiose. Nelle sabbie si può ancora riconoscere un livello a brandelli argillosi con frequenti resti di piante e molluschi d'acqua dolce. In questa unità sono stati rinvenuti diversi frammenti di *Mastodon arvernensis*. Spessore: 8 metri, cui vanno aggiunti 2 metri circa di argille sabbiose (B1) di passaggio all'unità A.

A - Argille lacustri di colore grigio-verde. Spessore affiorante: 1-2 metri.

SEZIONE DELLA FORNACE R.D.B.

Essa è stata campionata in tempi differenti, in concomitanza col continuo progredire dei fronti di avanzamento della cava.

Gli orizzonti riconosciuti nelle diverse sezioni sono i seguenti:

lits où se trouve une grande quantité de mollusques marins. Epaisseur: 3 m environ.

In *Francavilla et al. (1970, pp. 706-714), le unità individuate, furono riconosciute in ciascuno dei quattro fronti di cava esaminati (Fig. 6):

"SEZIONE DI CAVA CANTARANA

D - Argille ed argille lievemente sabbiose, continentali, di colore grigio azzurro, talora con spalmature brunastre e resti carboniosi; verso il basso, ad esse sono intercalate lenti sabbioso-argillose o sabbiose e ghiaie ad elementi di diversa dimensione, che diventano dominanti a contatto con l'orizzonte C. L'unità è ricoperta da sfaticcio di alterazione (D1) e dal terreno agrario (D2). Spessore: 13 m circa.

C - Orizzonte argilloso contenente piante palustri, troncato superiormente da una superficie di erosione nettissima ed estremamente irregolare. Spessore: variabile da pochi ad un massimo di 50 cm.

B - Potente complesso di alluvioni con ghiaie, ghiaie fini e sabbie. Il passaggio all'orizzonte A è marcato localmente da lenti irregolari di sabbie grossolane e ghiaie fini nerastre (B1) da cui provengono resti cospicui di *Mastodon arvernensis*⁽⁸⁾, venuti alla luce nel 1967-1969. Spessore: 14 m.

A - Argille lacustri talora lievemente sabbiose, di colore grigio-verdi, contenenti resti di piante. Spessore: 3,5 m.

L - Complesso di alluvioni sabbiose giallastre a stratificazione incrociata alternate con argille sabbiose in lenti e strati sottili, variamente erosi. Le sabbie contengono fossili isolati, in genere *Ostreidi*, più numerosi verso il basso; le argille legni ferruginosi e resti a volte abbondanti, di foglie. Spessore: 9 m circa.

M - Sabbie gialle marine parzialmente stratificate con lenti e letti abbondantemente fossiliferi.... Spessore affiorante alcuni metri.

SEZIONE DI CAVA CROTINO

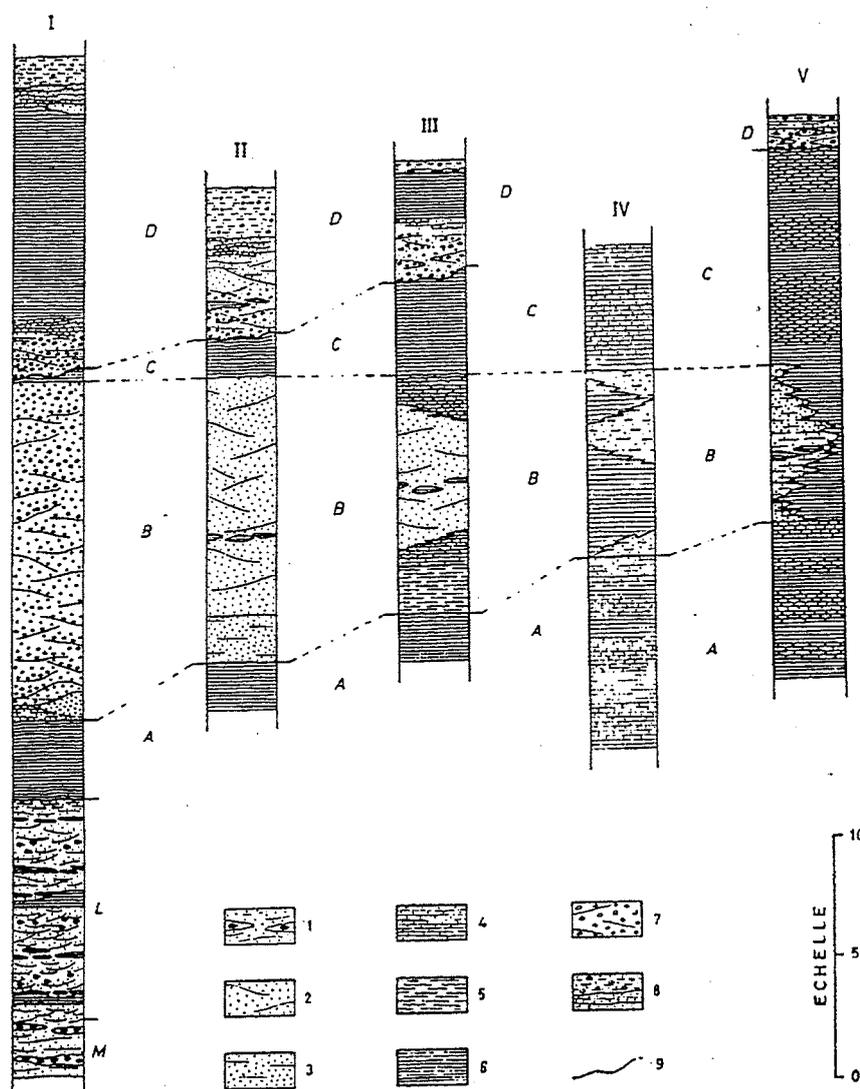
La serie completa non è più osservabile dopo il riassetto eseguito al termine dei lavori per l'autostrada. Dall'alto al basso sono state riconosciute:

⁽⁸⁾ Ora al Museo di Paleontologia dell'Università di Firenze.

⁽⁹⁾*Berzi, 1970; *Berzi et al., 1970; *Savage & Curtis, 1970.

Fig. 6 - Sezioni del Villafranchiano: I - Cantarana; II - Crotino; III - Arondelli; IV - Fornace R.D.B.; V - Fornace R.D.B. 1 = sabbie marine fossilifere; 2 = sabbie; 3 = sabbie e sabbie argillose; 4 = sabbie argillose e argille sabbiose; 5 = argille e argille sabbiose; 6 = argille; 7 = ghiaie; 8 = strati di alterazione e terreno agrario; 9 = superficie di erosione. M = "Astiano"; L = strati di passaggio; A, B, C = Villafranchiano tipo; D = Pleistocene (da *Francavilla et al., 1970).

Type-Villafranchian sections: I - Cantarana; II - Crotino; III - Arondelli; IV - Fornace R.D.B.; V - Fornace R.D.B. 1 = fossiliferous marine sand; 2 = sand; 3 = sand and clayey sand; 4 = clayey sand and sandy clay; 5 = clay and sandy clay; 6 = clay; 7 = gravel; 8 = weathered layers and soil; 9 = erosion surface. M = "Astiano"; L = passage layers; A, B, C = type-Villafranchian; D = Pleistocene (from *Francavilla et al., 1970).



D - Ghiaie e sabbie grossolane in lenti. Verso l'alto seguono materiali di alterazione (D1) e il terreno agrario (D2). Spessore: 2 metri circa. C - Alternanza di argille ed argille sabbiose grigio-giallastre. Il passaggio con l'orizzonte B... è segnato da un banco argilloso ocreo di circa 1 metro di spessore con frequenti resti di filliti. La superficie di erosione già osservata nelle altre cave è anche qui presente e giunge ad intaccare l'orizzonte B... Spessore: 8,5 metri.

B - Sabbie e sabbie argillose in grosse lenti alternate ad altre argillo-sabbiose di colore grigio-verde. Nella lente maggiore esiste un livello a piccoli brandelli torbosi con resti di piante e di molluschi d'acqua dolce e terrestri. Di qui proviene la ricca fauna citata da Hürzeler (1967) ⁽¹⁰⁾. Questa unità è stata campionata più volte per meglio rilevare le differenti situazioni sedimentologiche. Spessore: da 7,5 metri... a 6,5 metri...

A - Argille grigio-verdi talora sabbiose in misura variabile, spesso con livelli di filliti e resti di molluschi d'acqua dolce. Spessore: 6-7 metri circa".

La successione villafranchiana nel suo insieme fu nuovamente cartografata nella seconda edizione del Foglio 69, "Asti", della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 (*Boni et al., 1970) e descritta brevemente nelle relative note illustrative (*Boni & Casnedi, 1970).

Nella successione-tipo gli Autori, attribuendo al termine Villafranchiano un significato cronologico, distinsero due diversi tipi di depositi indicando per il primo un'età pliocenica e per il secondo un'età pleistocenica. I depositi "villafranchiani" di età pliocenica vennero riuniti alla formazione delle "Sabbie di Asti", anche se distinti cartograficamente come Villafranchiano Auct. p.p. Il passaggio a tali depositi venne descritto nel modo seguente (p. 43): "nella parte sommitale della formazione alle sabbie s'intercalano argille verdastre e, localmente ghiaie; tale orizzonte è stato cartografato separatamente e corrisponde alla parte bassa del «Villafranchiano» Auct."

I depositi del secondo complesso vennero distinti in carta dai precedenti, considerati unitamente ai depositi fluviali quaternari e indicati come "Fluviale e Fluvio-lacustre antichi". Gli Autori precizarono inoltre che in quest'ultimo complesso (p. 45) "alla base prevalgono ghiaie alterate più o meno minute, alternate ad argille, spesso rossastre, che nelle precedenti edizioni dei due fogli erano state indicate ancora come «Villafranchiano»". *Casnedi (1971) contribuì alle conoscenze sul "Sistema pliocenico" del Bacino terziario piemontese: per ciò che riguarda la "parte alte delle Sabbie di Asti (Villafranchiano Auct. p.p.)" sottoli-

(10) Questo Autore non cita mai l'esatta località di provenienza dei resti appartenenti alla collezione Masoero (n.d.r.).

neò la presenza di una superficie di erosione, già individuata da *Petrucci & Tagliavini (1968), *Boni *et al.* (1970) e *Francavilla & Tomadin (1970), che segna il contatto con il "Quaternario continentale".

*Azzaroli & Viali nel 1971 pubblicarono la revisione dello strato-tipo del Villafranchiano, presentando come sezioni-tipo le sezioni studiate da Francavilla *et al.* (*1969; *1970), delle Cave Arondelli, Crotino, Cantarana, e Fornace R.D.B. Gli Autori riassunsero i dati sino ad allora raccolti da *Sacco (1890) e *Martinis (1949), confermando l'interpretazione ambientale fornita (p. 226): "Accettata tale natura della formazione villafranchiana si comprende come questa, oltre a variare considerevolmente di spessore a seconda delle situazioni locali, possa presentarsi appoggiata indifferentemente sia sulle sabbie gialle plioceniche (caso più frequente nell'Astigiano), sia sulle argille plioceniche (caso meno frequente), sia sui terreni di transizione dal marino al continentale (depositi salmastri = «Fossaniano» di Sacco). La presenza, fra i Mammiferi, di generi significativi

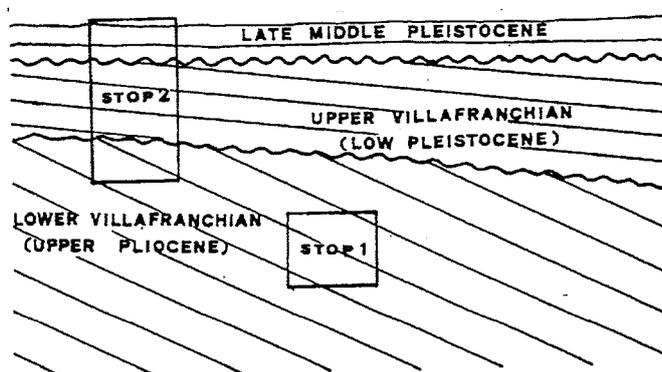


Fig. 7 - Schema dei rapporti stratigrafici fra i complessi presenti nell'area-tipo del Villafranchiano (da *Carraro *et al.*, 1982).

Sketch of stratigraphical relationships between complexes in the Villafranchian type-area (from *Carraro *et al.*, 1982).

come *Elephas*, *Rhinoceros* e *Leptobos*, suggerisce condizioni climatiche temperato-calde".

Più recentemente, *Carraro *et al.* (1982) indicarono la presenza, nella successione-tipo villafranchiana, di una lacuna stratigrafica, sottolineata da discordanza angolare sviluppata a separare depositi regressivi, ancora pliocenici superiori, da depositi fluvio-lacustri di età pleistocenica inferiore (Fig. 7). Sempre secondo gli Autori questa discordanza sarebbe riconoscibile solo a livello cartografico regionale e non risulterebbe invece percettibile alla scala dell'affioramento.

3.2.2 Sedimentologia

Solo nelle pubblicazioni più recenti sono contenuti dati sedimentologici che riguardano alcune sezioni particolarmente significative sviluppate esclusivamente nei termini inferiori della successione-tipo.

*Francavilla *et al.* (1969), riferendosi alla successione esposta nei fronti delle Cave Arondelli, Crotino, Cantarana e della Fornace R.D.B., affermarono (p. 581): "est formé de sables, d'argiles sableuses et d'argiles alter-

nantes, parfois pourvues d'intercalations graveleuses; son épaisseur totale varie de 27 à 16 m. La succession stratigraphique étudiée est continue par rapport aux sables sous-jacents de l'Astien, tandis que son sommet est tranché par une surface d'érosion irrégulière sur laquelle repose une sédimentation caillouteuse beaucoup plus récente" (11).

Gli Autori effettuarono inoltre lo studio dei minerali argillosi presenti nelle diverse unità stratigrafiche (Fig. 8).

In un successivo lavoro, *Francavilla & Tomadin (1970), riportando i dati relativi alle sole Cave Arondelli, Crotino e Fornace R.D.B., confermarono la suddivisione della successione-tipo nelle quattro unità introdotte nel loro lavoro precedente: le unità furono individuate sulla base dei dati ricavati da analisi granulometriche, calcimetriche e dallo studio delle argille condotto mediante analisi diffrattometriche ai raggi X. I quattro termini individuati sono, dal basso all'alto (pp. 70-71):

"Orizzonte A - Le «Argille di base» sono prevalentemente illitico-cloritiche, con bassi tenori di montmorillonite.

Un'analisi tipica dei minerali argillosi ha fornito i seguenti valori: 55% di illite, 35% di clorite, 10% di montmorillonite. L'illite e la clorite rivelano generalmente un alto grado di cristallinità, che indica chiaramente una origine detritica. Dal punto di vista granulometrico si tratta di argille siltose, con un contenuto basso in sabbia (in media 5-6%); il tenore dei carbonati è del 15-30%. Tutti questi dati indicano una sedimentazione argillosa in un bacino lacustre a regime tranquillo.

Orizzonte B - E' possibile distinguere due situazioni di deposito:

- Nella serie di Cava Crotino i sedimenti presentano un elevato contenuto sabbioso (80-85%) ed un calo dei tenori medi dei carbonati (12%). Questi caratteri si mantengono largamente costanti. Le argille sono fortemente illitiche con un basso tenore di clorite. Illiti e cloriti ben cristalline indicano ancora una prevalente origine detritica del deposito. Tale serie corrisponde probabilmente ad una sedimentazione prevalentemente sabbiosa in prossimità di un delta lacustre.

- Nella serie di Cava Arondelli e di Fornace R.D.B. si osserva una situazione differente con alternanze di argille siltitiche e di argille sabbiose. Esse riflettono l'andamento periodico dei regimi fluviali, con cicli di maggiore apporto cui corrisponde un deposito di detrito più grossolano anche nelle parti interne del bacino lacustre, e cicli di magra durante i quali, al largo si ha solo deposito di frazioni pelitiche. L'andamento granulometrico rileva un forte aumento delle frazioni sabbiose (25-45%) cui è legato un decremento altrettanto sensibile del contenuto carbonatico (percentuali medie di circa 10%). La composizione media dei minerali argillosi è caratterizzata dalla prevalenza della montmorillonite con tenori superiori a 50%, da illite con 35% e da clorite con 15%

Orizzonte C - E' caratterizzato da depositi argillosi e argilloso-sabbiosi. Dal punto di vista granulometrico riacquista significato la frazione pelitica con caratteri molto

(11) Non si capisce a quali ghiaie facciano riferimento. Probabilmente, viste le potenze citate, si tratta di un'intercalazione di ghiaie entro al Complesso Inferiore.

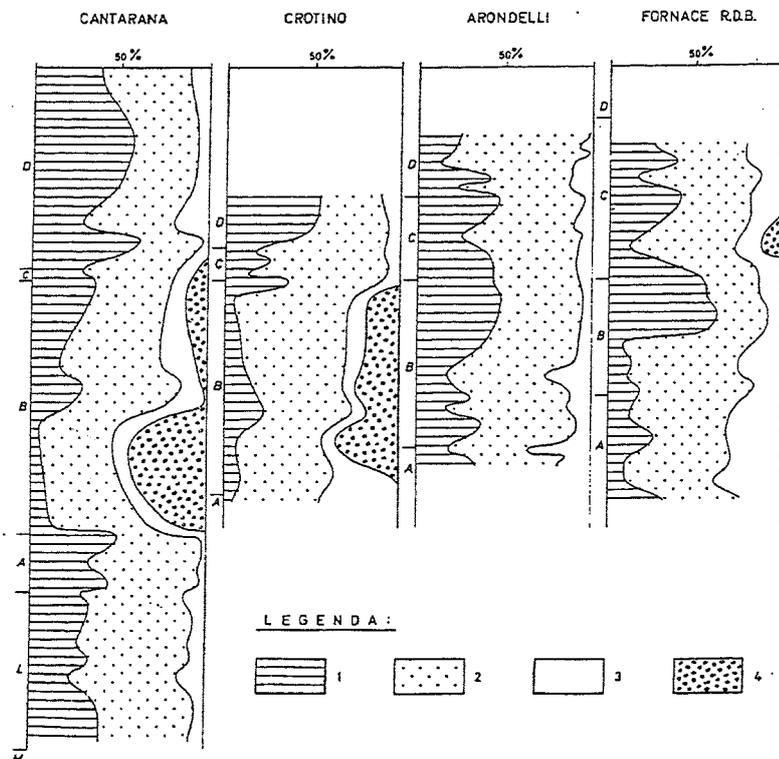


Fig. 8 - Rappresentazione schematica della composizione mineralogica delle argille nelle successioni delle Cave Cantarana, Crotino, Arondelli e Fornace R.D.B.: 1) montmorillonite; 2) illite; 3) clorite e caolinite; 4) interstratificati illite-montmorillonite (da *Francavilla et al., 1969).

Mineralogical composition of clays in the Cantarana, Crotino, Arondelli and Fornace R.D.B. quarries; 1) Montmorillonite; 2) Illite; 3) Chlorite, Kaolinite; 4) interbedded Illite-Montmorillonite (from *Francavilla et al., 1969).

simili a quelli dell'orizzonte A. Ciò è provato da un basso contenuto di sabbia (10+15%) e da un sensibile aumento dei carbonati (25+30% CaCO_3). In questo orizzonte l'illite è notevolmente più diffusa della montmorillonite, mentre la clorite si mantiene su valori più bassi (ad es.: illite 60%, montmorillonite 30%, clorite 10%).

Orizzonte D - I depositi sommitali sono costituiti da ghiaie a ciottoli arrotondati, miste a lenti sabbiose o sabbioso-argillose. Seguono sedimenti argillosi a carattere chiaramente montmorillonitico. Nelle tre serie esaminate una superficie di erosione segna il passaggio ad una nuova fase di sedimentazione (orizzonte D). Essa corrisponde all'arrivo di una massa cospicua di materiali fluviali che hanno colmato completamente il bacino. Concludendo i quattro orizzonti descritti corrispondono ad altrettante fasi di sedimentazione entro «microambienti» (Keller, 1956) caratterizzati da variazioni fisico chimiche locali, di probabile significato microclimatico.

In un altro lavoro dello stesso anno, *Francavilla et al. (1970), presero in esame anche la Cava Cantarana⁽¹²⁾ segnalando la presenza, dal punto di vista sedimentologico, di cinque «unità stratigrafiche» principali, non sempre corrispondenti secondo gli Autori con quelle locali prima descritte come A, B, C e D.

Le unità distinte sono, dal basso all'alto (pp. 716-720): «UNITA' 1. Riconosciuta e studiata a Cantarana, è caratterizzata da un'alternanza di apporti detritici grossolani e fini che trovano riscontro (unità L) nell'andamento delle curve granulometriche....

Il contenuto di carbonati dei sedimenti (quasi sempre

solo calcite) piuttosto variabile all'inizio, tende a stabilizzarsi (10+15%) solo verso la fine di questa unità sedimentaria. La frazione argillosa delle sabbie e le argille intercalate sono costituite da illite (oltre 50%), montmorillonite (20+40%), clorite (5+10%) e minori quantità di caolinite.

UNITA' 2. Corrisponde all'instaurarsi nell'area studiata di una sedimentazione argillosa a regime costante. Questa seconda unità sedimentaria è stata analizzata soprattutto a Cantarana ed alla Fornace R.B.D., ma è stata osservata anche nella parte inferiore delle altre due sezioni (unità A). I carbonati sono presenti nei sedimenti con tenori medi del 20+25%) ed appaiono costituiti non solo da calcite ma talvolta anche da dolomite. L'unità termina con un calo più o meno sensibile dei carbonati. Le argille che rappresentano i sedimenti predominanti di questa seconda unità mantengono per lo più composizione e caratteri sedimentologici molto simili a quelli riscontrati precedentemente. Sono costituite da illite assolutamente predominante e da montmorillonite e/o clorite in percentuali variabili.

UNITA' 3. L'arrivo nel bacino villafranchiano di apporti detritici grossolani (ghiaie e sabbie) segna l'inizio di una nuova fase della sedimentazione. Essa trova riscontro, con caratteri poco diversi, in tutte le sezioni studiate e corrisponde press'a poco all'unità B osservata sul terreno. L'unità principale è composta da due episodi riconoscibili e confrontabili tra loro in base alla distribuzione granulometrica, al contenuto in carbonati ed ai caratteri sedimentologici dei minerali argillosi. Le curve granulometriche presentano infatti due massimi dovuti a ghiaie o a sabbie grossolane separati da una inflessione che segna il passaggio dal primo al secondo episodio. Il tenore dei carbonati (calcite) dei sedimenti, abbastanza elevato (25+30%) all'inizio della terza unità, decresce gradualmente oppure è estremamente ridotto nella sua parte finale (Cantarana, R.D.B., Arondelli). La comparsa di dolomite accanto alla calcite sempre dominante, caratterizza spesso gli ultimi apporti sedimentari del primo episodio. Anche la composizione mineralogica della frazione argillosa riconferma, come si è detto, l'esistenza di due episodi principali. Data l'importanza della terza unità sedimentaria per le sezioni studiate nel «locus typicus» villafranchiano, essa viene analizzata con maggior

(12) Oggi non più visibile, situata circa 100 m a NW dell'attuale.

dettaglio dal punto di vista dei minerali argillosi. A Cantarana i caratteri sedimentologici dei minerali argillosi si staccano nettamente da quelli della fase precedente. Nel primo episodio, la composizione media è data da illite (40%), da strati misti di illite e montmorillonite (30%), da clorite (10%), da montmorillonite (10%) e da scarsa caolinite. Nel secondo episodio aumentano l'illite (50%) e la montmorillonite (20-30%), mentre gli strati misti diminuiscono sensibilmente (5-10%).

A C. Crotino la situazione sedimentologica è molto simile e, eccettuate scarse variazioni percentuali, strettamente confrontabile con quella rilevata a Cantarana.

A C. Arondelli la frazione argillosa manifesta nella terza unità sedimentaria cambiamenti più rilevanti che consentono tuttavia di riconoscere due episodi distinti. Nel primo di questi la distribuzione media dei minerali argillosi è data da: illite (50%), montmorillonite (15-20%), clorite (5-10%) e poca caolinite. Nel secondo episodio l'illite tende a crescere verso l'alto (50-60%) ed anche la montmorillonite aumenta sensibilmente (30-40%), mentre la clorite diminuisce fino a scomparire del tutto e la caolinite raggiunge tenori del 10%.

Alla cava R.D.B. infine per la sedimentazione delle argille sono state riconosciute due situazioni: R.D.B. 1 e R.D.B. 1a. In quest'ultimo caso la frazione argillosa delle sabbie è chiaramente differenziabile rispetto alla fase sedimentaria precedente. Esiste un unico episodio sedimentario principale in cui il contenuto medio di illite è diminuito del 30%, la montmorillonite è aumentata invece sensibilmente ad oltre il 40%, la clorite tende a diminuire mentre la caolinite raggiunge valori del 10%.

Nella R.D.B. 1 invece, nell'ambito dei depositi argillosi si possono distinguere, analogamente a quanto si è visto per le altre sezioni, due episodi fondamentali. La sedimentazione argillosa durante il primo di questi è contraddistinta da alti tenori di illite (60-70%), e subordinatamente da clorite (15-20%), montmorillonite (10%) e poca caolinite. Il secondo episodio corrisponde invece ad argille con un alto contenuto di montmorillonite (50-60%) in cui l'illite si riduce a valori del 30% e diminuiscono sensibilmente anche la clorite e la caolinite.

UNITA' 4. E' caratterizzata dalla sedimentazione di argille che ricoprono i materiali grossolani dell'unità precedente. Le curve granulometriche confermano la predominanza della fase pelitica e lasciano intravedere due modesti apporti sabbiosi (Arondelli ed R.D.B.) cui compete un tenore in carbonati decisamente superiore alla media (fino al 30% di calcite). La composizione mineralogica delle argille è generalmente illitico-montmorillonitica....

UNITA' 5. Le curve granulometriche degli apporti grossolani sovrastanti la superficie di erosione tendono ad appiattirsi nella parte terminale delle sezioni villafranchiane studiate, in corrispondenza dell'arrivo di apporti pelitici più fini. I sedimenti grossolani hanno un basso contenuto di carbonati, che tende ad aumentare sino al 25% quando gli apporti divengono in prevalenza argillosi. Questi ultimi sono caratterizzati da tenori molto bassi in carbonati.

A Cantarana e a Crotino la composizione delle argille è data da montmorillonite (50%) e da illite (30-40%) oltre a clorite (5-10%) e caolinite. Ad Arondelli invece la composizione della frazione argillosa delle sabbie grossolane presenta gli stessi caratteri, mentre cambia radicalmente nelle argille soprastanti dove si registrano i seguenti valo-

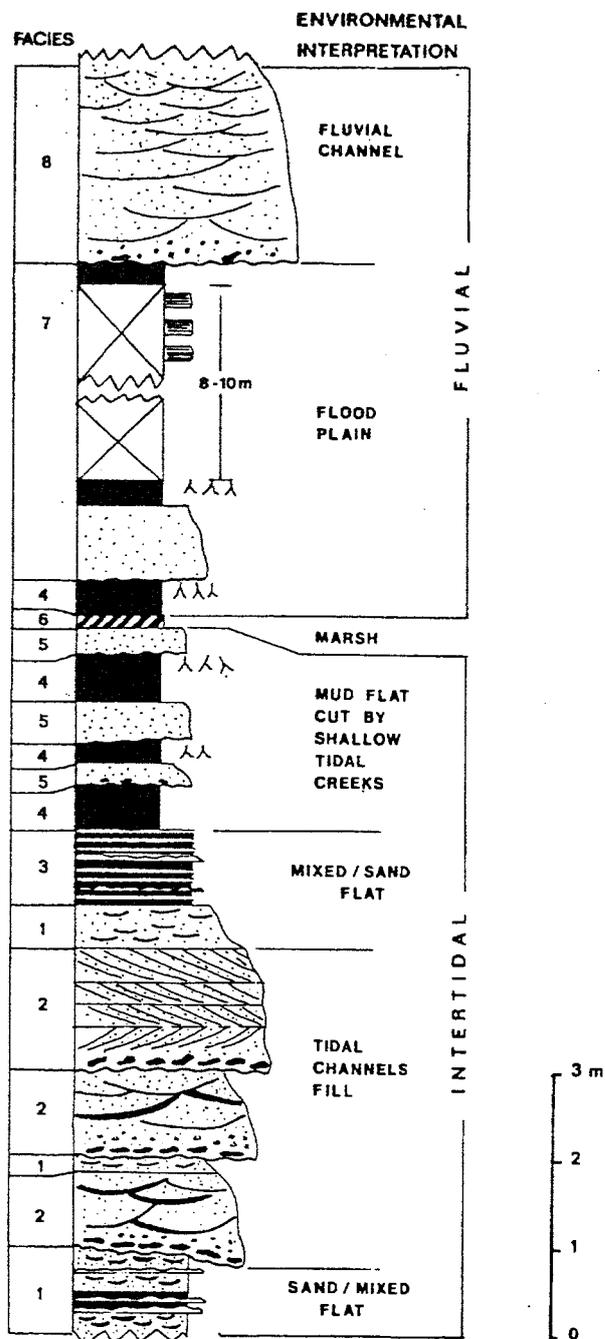


Fig. 9 - Interpretazione sedimentologica della successione esposta nella Cava Arboschio (da Ghibaudo, in *Carraro et al., 1982). Sedimentologic interpretation of the sequence exposed at Arboschio Quarry (from Ghibaudo, in *Carraro et al., 1982).

ri medi: illite (70%), montmorillonite (20%) e minori quantità di clorite e caolinite."

In seguito Ghibaudo (in *Carraro et al., 1982) fornì la descrizione dettagliata dei sedimenti affioranti nella

Cava Arboschio (Fig. 9)⁽¹³⁾, riconoscendo, dal basso all'alto, le seguenti facies (pp. 9-10):

"Facies 1 - Yellow, fine to medium sandstones locally alternating with thin mudstone beds. This facies is characterised by heterolithic bedding mostly represented by flaser and wavy bedding. Vertical cylindrical burrows (probably escape burrows) are common.

Facies 2 - Yellow, coarse to granule, fossiliferous sandstones. This facies rests on an erosional surface floored by lag deposits consisting mostly of large (up to 10 cm) clay chips and occasional pebbles. Internally the sandstones of this facies show large-scale through cross bedding with mud drapes up to 3-4 cm thick, sometimes preserved on individual laminae or the surface bounding the laminasets. Tabular, bidirectional cross bedding is also locally present. Grain size decreases upwards and vertical burrows are common. Cross laminae are locally convoluted due to water escape phenomena.

Facies 3 - Brown, carbonaceous silty-sandy laminae alternating with thin bedded mudstone (tidal bedding). Some thicker silty-sandy beds are occasionally present. Fossils are rare.

Facies 4 - Homogeneous, greyish-white muds with roots in the upper part.

Facies 5 - Yellow, homogeneous muddy-silts and silty-sands in medium to thick beds. Individual beds show a lower sharp, slightly erosional base and an upper transitional contact to facies 4.

Facies 6 - Black, highly carbonaceous silty muds.

Facies 7 - Nonfossiliferous sandstones alternating with silty mudstones. Sandstone beds are thin to medium bedded and parallel laminated. Interbedded silty mudstones are homogeneous. This facies is poorly exposed.

Facies 8 - Nonfossiliferous white-grey, medium to coarse sandstones. They rest on an erosional surface and show large-scale trough cross bedding, whose grain size and scale tend to decrease upwards."

Questa sezione è stata interpretata dall'Autore come rappresentativa di una sequenza regressiva passante da un ambiente intertidale ad un ambiente fluvio-lacustre.

Nello stesso lavoro gli Autori inoltre riportarono una sintetica descrizione dei depositi affioranti in corrispondenza al fronte di cava della Fornace R.D.B., dove fu evidenziata la presenza di tre unità sovrapposte, riferibili, dall'alto al basso, a (p. 10):

" 3. Fluvial silts of the Late-Middle Pleistocene.

2. Fluvio-marshy deposits of the Upper Villafranchian (= Lower Pleistocene);

1. Regressive deposits of the Lower Villafranchian (= Upper Pliocene) ".

3.2.3 Paleontologia

Paleontologia dei vertebrati

Riprendendo la polemica sorta tra *Zuffardi (1913) e *Deperet & Mayet (1923)(cfr. §3.1), nel 1932 *Dal Piaz riferì al Quaternario le forme di *Elephas trogontherii* Pohligh e *Elephas primigenius*, rinvenuti nell'area compresa tra

gli abitati di San Paolo e Dusino, e li interpretò come provenienti da formazioni soprastanti i sedimenti villafranchiani, rivedendo quindi sostanzialmente le precedenti interpretazioni.

Nel 1946 *Loss riunì in un elenco i numerosi resti di mastodonti piemontesi conservati presso il Museo di Torino: nell'area-tipo del Villafranchiano provenivano numerosi resti (pp. 101-109) di *Zygodolophodon borsoni* Hays, 1834 e di *Anancus* cfr. *arvernensis* Croiz. & Job., 1828.

*Merla (1949) nella sua monografia sui *Leptobos* italiani, citò anche quelli rinvenuti nell'area astigiana (p. 50): "Le sabbie e le ghiaie alluvionali che terminano in alto la serie pleistocenica (sic!) dell'Astigiana hanno fornito, oltre ai ben noti scheletri di mastodonte e di Rinoceronte, anche interessanti resti di *Leptobos*. Gli originali sono conservati al Museo di Torino. Trattandosi di vecchi ritrovamenti, le indicazioni delle località non sono del tutto precise.". I reperti sono rappresentati da: ".... il cranio cornigero illustrato da Rütimayer. su materiali e indicazioni fornitigli da Sismonda che per primo ne diede la notizia, lo dichiara proveniente «dall'alluvium pliocenico fra S. Paolo e Dusino presso Asti». Un secondo cranio, di cui non trovo citazioni, esiste al Museo di Torino, dove ho potuto esaminarlo nel gennaio 1946, Il pezzo consiste nelle due corna con resti di frontale e della volta cranica, reca l'indicazione «S. Paolo di Dusino». Con l'indicazione «Tra Dusino e San Paolo» si hanno poi alcuni rami mandibolari più o meno completi."

*Azzaroli (1962), in un articolo dedicato ai rinoceronti del Valdarno, affermò che "il rinoceronte di Dusino, che Sacco ha battezzato *Rh. etruscus*, var. *astensis*, e che proviene da un deposito sicuramente del Pliocene superiore, non è in realtà un *etruscus* ma un *megarhinus* a caratteri progrediti come quello di *Vialette*: la sua statura è nettamente maggiore di quella di *Rh. etruscus* e corrisponde perfettamente a quella di *Rh. megarhinus*, dai quali non differisce che per il setto nasale parzialmente ossificato".

Nel 1967, *Hürzeler pubblicò "*Nouvelles découvertes de Mammifères dans les sédiments fluvio-lacustres de Villafranca d'Asti*" elencando i nuovi reperti di Mammiferi fossili rinvenuti dopo il 1945 nei depositi "fluvio-lacustres" di Villafranca d'Asti dal Sig. A. Masoero che "il avait acheté aux ouvriers, dans les tuileries, de la région de Villafranca d'Asti, les ossements découverts".

Da quest'opera si ricava l'elenco dei Mammiferi presenti in tale collezione (p. 636) attualmente conservati presso il Museo di Basilea:

"Voici maintenant la liste des Mammifères de Villafranca d'Asti et de Sao (sic!) Paulo Solbrito que nous connaissons aujourd'hui:

- 1) *Castor spec.* (non *C. plicidens* de Saint-Vallier).
- 2) *Macaca de la taille de M. florentina Cocchi* (Perpignan, *Vialette-Senèze*).
- 3) *Semnopithecus monspessulanus Gervais* (Montpellier).
- 4) *Viverra* cfr. *V. pepratxi Depéret* (Montpellier).
- 5) *Acinonyx spec.*
- 6) *Euryboas bielawski Schaub*.
- 7) *Felide indet.*
- 8) *Hyaena spec.*
- 9) *Sus (taille minor Depéret de Perpignan)*.
- 10) *Cervidé I (petite espèce, Cervulus an Elaphodus de Montpellier)*.
- 11) *Cervidé II (type C. australis M. de Serres Montpellier, mais plus grande "cingulifer" Rüt.) év. 3° Cervidé*.
- 12) *Rhinoceros* cfr. *megarhinus De Cristol*.

(13) La cava in cui sono state fatte le osservazioni citate, attualmente visibile solo nella sua parte più alta, è situata un centinaio di metri a NW di quella attualmente attiva.

Tabella 2 - Fauna a mammiferi rinvenuta a Cascina Arondelli da *Berzi et al. (1970)

Mammal fauna found near Cascina Arondelli from *Berzi et al. (1970).

Insectivora	
Soricidae	
	* <i>Blarinoides mariae</i> SULIMSKI
	* <i>Sorex</i> cf. " <i>S.</i> " <i>bibbardi</i> SULIMSKI
	cf. <i>Asoriculus gibberodon</i> PETENYI
	<i>Sorex</i> sp. — n. sp.?
	<i>Petenya hungarica</i> KORMOS
	<i>Beremendia fissidens</i> KORMOS
Talpidae	
	<i>Talpa</i> cf. <i>T. minor</i> FREUDENBERG or <i>T. fossilis</i> PETENYI
Chiroptera	
Lagomorpha	
Ochotonidae	
	* <i>Prolagus savagei</i> Berzi n. sp.
Leporidae	
	<i>Hypolagus</i> cf. <i>H. brachygnathus</i> KORMOS
Rodentia	
Sciuridae - 2 spp.	
Castoridae	
	<i>Castor</i>
Cricetidae	
	* <i>Mimomys</i> cf. <i>M. stehlini</i> KORMOS
	<i>Mimomys</i> sp.
Muridae	
	* <i>Apodemus</i>
Gliridae	
	<i>Muscardinus</i> cf. <i>M. plioaenicus</i> Kowalski
	<i>Glirulus pusillus</i> (Heller)
Hystricidae	
	cf. <i>Hystrix</i>
Carnivora	
Procionidae	
	<i>Parailurus</i> cf. <i>P. hungaricus</i> KORMOS
Mustelidae	
	cf. <i>Baranogale helbingi</i> KORMOS
	<i>Enhydrictis</i>
	mustelid, gen. indet.
Viverridae	
Artiodactyla	
Cervidae	

13) *Tapirus arvernensis* Croizet & Job.

14) *Anancus arvernensis* Croizet & Job.

Ici, on peut ajouter la forme mentionnée par Gastaldi de Sao Paolo (qui, dans notre collection à Bâle, n'est pas représentée): Mastodon (Zygodon) borsoni Hays

Riferendosi a *Pareto (1865) e alle forme di Mammiferi da questo Autore inserite nel Villafranchiano di Villafranca d'Asti affermò (p. 634): "*qu'il énumère simplement tout ce qui a été découvert dans la région n'importe où et n'importe quand*". Inoltre, a proposito dell'elenco di Mammiferi riferiti da *Sacco (1906a), l'Autore scrisse (p. 634): "*Dans cette faune l'Elephas meridionalis est visiblement mal placé, c'est comme un coup de poing sur l'œil*".

Nel *1970 Berzi et al. (pp. 3-4), dopo una segnalazione preliminare al Comitato di Stratigrafia del Neogene del Mediterraneo (*Berzi, 1970), pubblicarono il rinvenimento di resti di Micromammiferi, Pesci, Rettili, Anfibi, Uccelli rinvenuti nella cava, di cui attualmente è stato fatto il ripristino ambientale, di Cascina Arondelli (oggi

Cascina Damasia), presso Villafranca (Tab. 2)

*Savage & Curtis (1970), in un lavoro riguardante i depositi "villafranchiani" in genere, con particolare riferimento a quelli affioranti nella località-tipo di Villafranca d'Asti e a sezioni in cui sono presenti livelli vulcanici utilizzarono i precedenti lavori di *Hürzeler (1967) e di *Berzi et al. (1970), fornendo così l'elenco completo della fauna del "Villafranchiano tipo" (pp. 216-217).

Ancora nel 1970, *Pavia segnalò il rinvenimento di resti di vertebrati nella Cava di Arboschio e precisamente di *Rhinoceros dicerorhinus* sp. e di *Anancus arvernensis* Croiz. & Job.

*Francavilla et al. (1970) riferirono che nell'orizzonte B delle tre cave da loro studiate (Crotino, Arondelli, Fornace R.B.D.) avevano rinvenuto frammenti di denti sicuramente riferibili a *Mastodon arvernensis*.

*Azzaroli & Viali nel 1971 pubblicarono la scheda descrittiva dello strato-tipo del Villafranchiano, in cui sono compendiate le conoscenze sull'area di Villafranca d'Asti. Gli Autori fornirono inoltre il seguente elenco di mammiferi, indicandoli come caratteristici (pp. 224-227):

" *Mastodon (Zygodon) borsoni Hays*
Mastodon (Anancus) arvernensis Croiz. & Job.
Rhinoceros (Dicerorhinus) megarhinus De Cristol
Equus sp.
Elephas cf. meridionalis Nesti
 ? *Cervus pardinensis*
Leptobos stenometopon (Sismonda)
Sus sp."

Segnalarono inoltre i fossili utili per eventuali correlazioni con altri depositi simili:

" *Mastodon (Zygodon) borsoni Hays*
Mastodon (Anancus) arvernensis Croiz & Job
Rhinoceros (Dicerorhinus) megarhinus De Cristol
Leptobos stenometopon (Sismonda) "

Gli Autori affermarono inoltre: "*sono stati ritrovati nella zona anche resti di elefanti (probabilmente Elephas gromovi) e di Equus, l'esatta collocazione dei quali non è conosciuta*".

Per completare il quadro paleontologico, gli Autori fecero riferimento a *Sacco (1906a) e a *Martinis (1949) per i molluschi, a *Peola (1896) e a *Pavia (1970) per le filiti ed infine a *Francavilla et al. (1970) per il palinoflore.

In un lavoro del 1977, *Azzaroli descrisse i diversi tipi di deposito indicati genericamente come "villafranchiani" distribuiti in varie regioni d'Italia, affrontando il problema del limite Plio-Pleistocene. In quella occasione l'Autore introdusse il concetto di "unità faunistica". Fu così proposta l'istituzione dell' "Unità faunistica della Val Traversa", per indicare la fauna dell'area di Villafranca, comprensiva di tutte le specie ritrovate nelle differenti località dell'area in esame, e dell' "Unità faunistica locale di C. Arondelli", per contraddistinguere tutte le specie rinvenute da *Berzi et al. nel 1970 presso Cascina Arondelli. L'Unità faunistica della Val Traversa comprende tutte le specie considerate caratteristiche del Villafranchiano-tipo da *Savage & Curtis (1970).

In un successivo lavoro sulle faune a mammiferi terrestri d'Italia dal Pliocene al Pleistocene inferiore e medio *Azzaroli et al. (1982) presentarono una tabella riassuntiva in cui vennero riuniti i mammiferi appartenenti alle diverse Unità faunistiche, fra cui quelli appartenenti

ti all'Unità faunistica della Val Trivera.

Recentemente *Berdonini (1992), confrontando i resti di suidi del Villafranchiano inferiore di Villafranca d'Asti con alcuni resti provenienti dalla Cina, affermò (p. 109): "Questi fossili confermano la stretta relazione di *S. minor* con *S. strozzii* e con gli attuali *S. verrucosus* e *S. celebensis* del SE dell'Asia. Tutte queste specie rappresentano una linea ampiamente distribuita nell'Eurasia del Pliocene e del primo Pleistocene".

Paleontologia degli invertebrati

*Martinis (1949) in una rassegna sui "lembi villafranchiani della Valle Padana" sintetizzò i dati raccolti fino ad allora, facendo riferimento, per la paleontologia degli invertebrati essenzialmente ai precedenti lavori di *Sacco.

Nelle pubblicazioni a carattere strettamente stratigrafico *Francavilla et al. (1969; 1970) segnalano la presenza di molluschi terrestri e di acqua dolce (orizzonti B e C) nel fronte di Cava Arondelli (orizzonti A, B e C) nel fronte di cava della Fornace R.D.B.

*Pavia (1970, p. 162) evidenzia la presenza nei sedimenti sabbiosi di ambiente marino (litozona 1 di Cava Arboschio) di una fauna "composta soprattutto da lamellibranchi e gasteropodi a cui si associano scafopodi e crostacei".

In un recente lavoro *Esu & Girotti (1991), passando in rassegna le successioni plioceniche superiori e pleistoceniche italiane a malacofauna continentale, segnalano nella cava di Fornace R.D.B. le seguenti forme (p. 139):

- " *Negulus villafranchianus* (Sacco)
- Gastrocopta* (A) *acuminata fossanensis* (Sacco)
- Laminifera villafranchiana* (Sacco)."

Paleobotanica

*Francavilla & Tomadin (1970) eseguirono ricerche palinologiche nei livelli siltoso-argillosi presenti nelle Cave Arondelli, Crotino e Fornace R.D.B. Circa i pollini arborei affermarono (pp. 72-73): "Le Conifere sono ovunque presenti pur con varia frequenza. *Abies*, *Picea*, *Tsuga*, *Pinus* aumentano progressivamente di importanza dalla base al tetto di tutte e tre le successioni. In percentuale assoluta queste essenze sono però generalmente scarse se si eccettua *Pinus* di tipo haploxyloide che giunge anche al 40-50 % delle Arboree. *Cedrus*, in parte di tipo atlantica, è quasi sempre presente pur con significative fluttuazioni. Due suoi massimi con valori sino al 20-25 % delle Arboree si hanno il primo alla base dell'orizzonte A ed il secondo nella parte media dell'orizzonte B. *Taxodium*, indice di ambiente paludoso, è presente in numerosi campioni come *Sequoia* i cui granuli sono spesso mal ridotti. Il carieto, *Carya* e *Pterocarya* soprattutto con predominio della prima, raggiunge anche valori del 10-15 % delle Arboree. Il querceto (*Quercus*, *Tilia*, *Ulmus*, *Zelkova*) si insedia invece verso l'alto della successione, a prendere il posto del carieto.... *Corylus*, *Carpinus*, *Fraxinus*, *Alnus*, *Ostrya*, sono presenti in varia misura. *Betula*, in ragione del 4 % in media delle Arboree è presente specialmente al passaggio tra A-B. I granuli di *Castanea* e di *Ilex* non sono frequenti....

Nyssa e *Rhus* sono presenti nella parte più bassa della Fornace R.D.B.... Sono stati osservati anche pochissimi granuli in parte dubbi di *Liquidambar* sempre nella parte bassa della successione".

Gli Autori rinvennero inoltre abbondanti legni fossili di Conifere e resti di parti fogliari.

Nello stesso anno *Francavilla et al. (1970) pubblicarono i dati palinologici raccolti lungo il fronte, prevalentemente argilloso, di Fornace R.D.B.; le essenze segnalate sono: "*Pinus*, *Cedrus*, *Quercus*, *Nyssa* (particolarmente abbondanti); *Taxodium*, *Sequoia*, *Carya* (abbondanti); *Abies*, *Picea*, *Tsuga*, *Larix*, *Pterocarya*, *Ulmus*, *Zelkova*, *Ilex*, *Rhus*, *Fagus*, *Fraxinus*, *Carpinus*, *Corylus*, *Castanea*, *Vitis* e *Populus* (non molto abbondanti)." In base a tale insieme di dati gli Autori affermarono (p. 734) che: "gli aspetti successivi della vegetazione come appaiono dalla sezione 2 di Fornace R.D.B., mostrano il succedersi di un insieme di fitocenosi influenzate dalle variazioni climatiche ed anche dallo spostamento della linea di riva del mare verso levante".

Nel 1970 *Pavia descrisse le impronte vegetali provenienti dalla Cava Arboschio, raccolte in livelli rispettivamente della litozona 1 e della litozona 4; elencando le seguenti specie:

Litozona 1 (p.163)

- " (?) *Taxodium* sp.
- Carpinus betulus* L.
- Corylus heeri* Sism.
- Fagus pliocenica* Sap.
- Castanea* sp.
- Quercus hispanica* Rév.
- Pterocarya* cfr. *denticulata* (O. Web.) sensu Heer
- Carya* cfr. *minor* Sap.
- Populus tremula* L.
- Populus monilifera* Ait.
- Salix* sp.
- Ulmus plurinervia* Ung.
- Ulmus longifolia* Ung.
- Zelkova crenata* Spach
- Liquidambar europaea* A. Br.
- Platanus aceroides* Göpp.
- Apollonias canariensis* Nees
- Oreodaphne heeri* Gaud.
- Cinnamomum polymorphum* (A. Br.) sensu Grangeon
- Acer decipiens* A. Br.
- Acer italium* Lauth
- Cercis* sp.

Litozona 4 (p.164)

- Ascomiceti* parassiti su foglie
- Pteris ruppensis* Heer (solo al tetto della litozona)
- Taxodium distichum pliocenicum* Gey. & Kink.
- Abies* cfr. *scleroidea* Mädlér
- Pinus pinaster* Soland
- Bambusa* cfr. *astensis* Peola
- Resti di altre graminacee
- Alnus* sp.
- Carpinus betulus* L.
- Carpinus grandis* Ung.
- Fagus pliocenica* Sap.
- Quercus hispanica* Rév.
- Pterocarya* cfr. *denticulata* (O. Web.) sensu Heer.
- Carya* cfr. *minor* Sap.
- Junglans* sp.

Populus tremula L.
 Populus monilifera Ait.
 Populus cfr. leucophylla Ung.
 Salix integra Göpp.
 Salix media A. Br.
 Salix cfr. lavateri (A. Br.) sensu Heer
 Salix sp.
 Ulmus plurinervia Ung.
 Ulmus longifolia Ung.
 Zelkova crenata Spach
 Zelkova aff. acuminata Planck
 Parrotia fagifolia (Göpp.) sensu Heer
 Liquidambar europaea A. Br.
 Platanus aceroides Göpp.
 Apollonias canariensis Nees
 Persea indica Sap.
 Oreodaphne heeri Gaud.
 Cinnamomum polymorphum (A. Br.) sensu Grangeon
 Trapa natans L.
 Acer decipiens A. Br.
 Acer italicum Lauth
 Cornus rubra Rehd."

La stessa litozona è presente anche nel fronte di Cava 3 (p. 164):

" ? Muschi
 Pteridium cfr. aquilinum (L.)
 Pteris ruppensis Heer
 Taxodium distichum pliocenicum Gey. & Kink.
 Monocotiledoni di ambiente palustre
 Fraxinus sp. "

*Lona, riassumendo i dati paleobotanici sul Villafranchiano dell'area-tipo (1971), descrisse nella parte inferiore della successione, riferita al Pliocene, un'associazione a Taxodiacee (*Taxodium*, *Sciadopytis*, *Sequoia*) di clima temperato-caldo e nei livelli più alti, attribuiti al Pleistocene, descrisse una associazione a *Eucommia-Celtis* riferibile a un clima temperato-freddo.

Nel 1972 *Lona & Bertoldi evidenziarono nella sequenza pollinologica della cava di Fornace R.D.B. l'esistenza alla base della successione di una flora riferibile alla Fase Tiberiana e attribuita al Pliocene, e la comparsa, verso l'alto dell'associazione ad *Eucommia-Celtis*, comprendente (p. 32): "oltre a *Eucommia* e *Celtis*, *Pinus haploxylon* (s.s.), *Pini piccoli*, *Carya t. piccolo*, *Pterocarya t. paliurus*, cfr. *Platycarya-Engelhardtia* ed altre *Juglandacee*, *Fagus* (in percentuali relativamente abbondanti), *Myrica*".

3.2.4 Paleoecologia

Nella prima edizione del Foglio 69, "Asti", della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 (*Sacco, 1922) e nelle relative note illustrative (*Sacco, 1935) il Villafranchiano fu indicato come costituito da "depositi fluvio-lacustri".

Nella seconda edizione dello stesso Foglio (*Boni et al., 1970), e nelle relative note illustrative (*Boni & Casnedi, 1970) gli Autori distinsero due complessi: l'inferiore, di ambiente continentale-lacustre e il superiore di ambiente più strettamente fluviale (p. 44). "Dal punto di vista formazionale abbiamo preferito suddividere il Villafranchiano Auctorum in due parti, l'una ancora stretta-

mente collegabile con le Sabbie di Asti, delle quali rappresenta la transizione dall'ambiente marino a quello continentale-lacustre, ed attribuibile, se pur dubitativamente, al Pliocene, l'altra più facilmente collegabile alle alluvioni che colmarono la depressione padana durante il Pleistocene".

Nella "Carte Géologique de la plaine du Piémont" alla scala 1:400.000 di *Carraro & Petrucci (1971) è stata cartografata la distribuzione dei sedimenti villafranchiani, oltre che nell'area-tipo di Villafranca d'Asti, anche in corrispondenza al margine alpino. Gli Autori suddivisero il "Villafranchiano" in due unità: una inferiore, in facies di transizione fluvio-deltizia, ed una superiore, in facies fluviale o fluvio-glaciale. Tra i sedimenti "villafranchiani" di tutto il Piemonte la facies più diffusa sarebbe quella ghiaiosa-conglomeratica, la facies siltoso-argillosa di Villafranca d'Asti rappresenterebbe invece un deposito con distribuzione estremamente limitata.

La successione esposta nei quattro fronti di Cava Arboschio, permise a *Pavia (1970, p. 157), di affermare: "dal punto di vista paleoecologico assistiamo al passaggio da un ambiente marino di costa ad un ambiente continentale fluvio-lacustre. La fase salmastra alla sommità è legata da un lato ad una lenta, ma continua subsidenza, dall'altro da una marcata superficie erosionale incidente i livelli villafranchiani".

Secondo *Francavilla et al. (1970 p. 736), dal punto di vista ambientale, "ai depositi litorali e lagunari della fine dell'«Astiano» (Unità M ed L) seguono quelli deltizi e lacustri del Villafranchiano a seguito della regressione del mare pliocenico (Unità A, B e C). In particolare l'ambiente era all'inizio caratterizzato da estesi acquitrini con vegetazione palustre, insediatisi sulla piana da poco abbandonata dal mare (inizio unità A). Con l'allontanarsi della linea di riva, compare un ambiente nettamente lacustre a sedimentazione tranquilla, a volte varvata con resti di piante fluitate (parte alta dell'unità A). Successivamente si ebbe un periodo con apporti detritici più abbondanti e grossolani che ridussero la superficie e la profondità del lago e portarono infine al riempimento degli ultimi stagni e paludi (unità C). Dopo un lungo periodo di emersione accompagnato da una intensa erosione, seguì a grande distanza di tempo il deposito delle ghiaie e sabbie fluviali del Pleistocene".

3.2.5 Paleoclimatologia

Nel più volte citato lavoro, *Pavia (1970, pp.172-173) descrisse le impronte di foglie rinvenute a Cava Arboschio, traendone conclusioni fitopaleontologiche e paleoclimatiche: "Si possono distinguere tre gruppi di piante indicanti condizioni climatiche diverse: un primo gruppo indica un clima temperato freddo, *Abies* cfr. *scleroidea*, *Alnus* sp., *Corylus heeri*, *Populus tremula*, *Populus monilifera*, *Populus* cfr., *Leucophylla*, *Salix spp.*.... . Un secondo gruppo è di clima temperato caldo, mediterraneo-caucasico: *Pterocarya* cfr. *denticulata*, *Carya minor*, *Junglas* sp., *Zelkova crenata*, *Parrotia fagifolia*, *Liquidambar* europea, *Platanus aceroides*, *Trapa natans*, *Acer*

decipiens, Acer italium. Un terzo gruppo comprende forme tropicali o subtropicali: Apollonais canariensis, Cinammonum polymorphum, Oreodafne heeri." Secondo l'Autore (p.173) "la presenza di Abies, Alnus, Corylus, Populus, Salix, attesta un clima in evoluzione, con progressivo raffreddamento. Circa il grado di umidità abbiamo una notevole diffusione di essenze amanti del suolo fresco ed umido, come Populus, Salix e Zelkova; la presenza di Quercus, che necessita di un minimo di siccità, non disturba, in quanto quest'ultima doveva popolare i tratti più aridi, mentre le specie igrofile si sviluppavano nei fondovalle, e nelle zone circostanti i corsi d'acqua."

*Francavilla & Tomadin (1970, p. 74) riconobbero, nell'area di Villafranca, il passaggio da un clima temperato caldo a condizioni sempre più fresche: "In definitiva si passa da condizioni climatiche più calde delle attuali (base dell'orizzonte A) ad altre molto più fresche (apice dell'orizzonte C) attraverso periodi di maggiore piovosità con il colmamento definitivo del bacino e con la successiva completa emersione dell'area." Per gli stessi Autori (p.737): "durante il Villafranchiano tipo si ebbe un deterioramento del clima con oscillazioni in senso temperato o temperato freddo, in accordo con quanto riscontrato per il Pleistocene marino. Ciò è in particolare messo in evidenza dalla curva delle mediocratiche."

*Lona (1971) riconobbe un'associazione di clima temperato-caldo nella parte inferiore della successione riferita al Pliocene ed un'associazione di clima temperato-freddo, rinvenuta in livelli più alti, attribuiti al Pleistocene.

3.2.6 Cronologia

Parona (1924, p. 584) affermò: "Col nome di Villafranchiano si contraddistingue una facies continentale, nella quale si riconoscono due zone, l'inferiore caratterizzata da affinità plioceniche per l'associazione del pliocenico Mastodon arvernensis coll' Elephas meridionalis, la superiore caratterizzata dalla scomparsa del mastodonte."

Molto tempo dopo Vialli (1956), parlando della distribuzione stratigrafica del *Dicerorhinus etruscus*, scrisse (p. 8): "La relativa vicinanza tra loro delle varie località toscane, lombarde, piemontesi, emiliane e liguri e le strette rassomiglianze dei vari reperti fossili, lasciano supporre che gli etruscus italiani, particolarmente del centro e nord d'Italia abbiano costituito un gruppo omogeneo, vissuto entro limiti di tempo abbastanza ben definibili; sicché essi, anche da soli, possono effettivamente rivestire il ruolo di fossili guida per la parte superiore dell'Astiano e per la parte basale del Pleistocene, sino al Günz compreso, vale a dire per tutto il Villafranchiano", utilizzando per il termine Villafranchiano l'accezione adottata da Venzo e Lona per la fauna rinvenuta a Lefte, e cioè distinguendo un Villafranchiano inferiore, caldo, corrispondente al Pliocene medio-superiore, ed un Villafranchiano superiore, fresco, comprensivo della glaciazione Donau, dell'interglaciale Donau-Günz e del Günz. Secondo quest'Autore (p. 8): "...il noto scheletro di *D. etruscus* trovato nei pressi di Dusino (Villafranca d'Asti), alla confluenza della valle di Stanavasso con la valle di Traversola, proviene dalle sabbie grigio-chiare, con frustoli vegetali e molluschi terrestri che il Sacco giudicò di età villafranchiana inferiore (= Astiano superiore). L' etrus-

scus trovato a Becchi di Castelnuovo San (sic!) Bosco (Torino) e descritto da Loss nel 1945, fu trovato nel medesimo orizzonte sabbioso dal quale anni prima erano stati estratti resti di *M. arvernensis*.... L'età del giacimento è perciò manifestamente dell'Astiano più alto, in accordo con quanto si osserva a Dusino. Lo stesso dicasi per gli etruscus trovati in Val Berti di Cortiglione, a S. Paolo, a Ferrere d'Asti, a Villafranca d'Asti....".

Venzo, in due lavori riguardanti il limite Plio-Pleistocene (1965; 1968), sostenne che si potesse suddividere il Villafranchiano in due parti: una inferiore calda, ancora pliocenica e l'altra superiore fredda, già quaternaria. Tale suddivisione sarebbe giustificabile, secondo l'Autore, tenendo conto delle caratteristiche della fauna a mammiferi rinvenuta, talora a marcati caratteri pliocenici (*Mastodon* e *Hippopotamus*) e talora tipica del Pleistocene europeo (*Equus stenonis*).

*Berzi et al. (1970) riferirono la fauna a micromammiferi di Cascina Arondelli ad un "Earliest Villafranchian" pliocenico, e non al "Latest Villafranchian", avendo confrontato l'associazione faunistica rinvenuta con altre europee chiaramente databili.

*Boni et al. (1970) nella seconda edizione dei Fogli geologici 69, "Asti", e 70, "Alessandria", abbandonando il termine Villafranchiano, attribuirono i depositi di transizione, prevalentemente sabbiosi, soprastanti all'"Astiano" e caratterizzati da una fauna a clima caldo, al Pliocene superiore, e le ghiaie con associate localmente argille, caratterizzati da una fauna a clima più freddo, al Pleistocene.

*Francavilla et al. (1970, p. 737) attribuirono al Pliocene i livelli studiati nell'area di Villafranca e cioè quelli affioranti nelle Cave Crotino, Arondelli, Cantarana e della Fornace R.D.B.: "E' accertata la presenza di piante considerate, per le nostre regioni, tipiche del «Terziario» quali Sequoia, Taxodium, Sciadopytis, ecc., e di altre che pur avendo nel Terziario la maggiore diffusione sono sopravvissute nel Pleistocene. Oltre che per questi dati e per quelli forniti dai Mammiferi, il Villafranchiano tipo appartiene al Pliocene anche per ragioni stratigrafiche. Esso giace in continuità stratigrafica su sabbie astiane databili al Pliocene medio e medio-superiore." Solo i sedimenti dell'orizzonte D che secondo la suddivisione introdotta dagli Autori si trovano al tetto delle successioni studiate, appartenerebbero ad un Pleistocene più o meno avanzato.

Anche secondo *Pavia (1970) l'attribuzione al Pliocene superiore dei livelli studiati nella Cava di Arboschio, a Est di Cantarana, sarebbe sicura, dato che (p.174): "...i resti di *Mastodon arvernensis* permettono di datare questi livelli al Pliocene superiore, cioè al villafranchiano inferiore. Indicazioni corrispondenti si ricavano dalla flora ad affinità plioceniche....".

*Savage & Curtis (1970) effettuarono delle datazioni con il metodo K/Ar di depositi vulcanici presenti a Etouaires, a Roca Neyra, e presso il Mt. Coupet. Dalle datazioni radiometriche risultarono età variabili, comprese fra 3,4 e 1,9 M.A.: più in particolare, le lave di Roca Neyra, in parte, e di Etouaires, sono databili a 3,4 M.A., quelle di Roca Neyra, site al di sopra di una discordanza che le separa dalle lave sottostanti, sono databili a 2,5 M.A., mentre le lave del Mt. Coupet sono databili a 1,9 M.A. Gli Autori correlano la fauna presente nello strato-tipo del Villafranchiano, ricavata dai lavori di *Hürzeler

(1967) e di *Berzi et al. (1970), con la fauna presente ad Etouaires, datata a 3.4 M.A. "The Etouaires local fauna, at the base of the Villafranchian succession in the Perrier-Issoire district, is a correlative of the type-Villafranchian fauna The beds containing the Etouaires assemblage are directly underlain by a sandine-and-quartz-bearing ash that has been dated in the K/Ar laboratory as 3.4 m.y." (p. 222).

Sempre nel 1970, in base alla fauna presente nel bacino di Villafranca d'Asti, *Azzaroli stabilì che (p.116): "The «type Villafranchian» of Villafranca d'Asti represents the Lower Villafranchian only. Its fauna differs from those of the same age in Southern France by the occurrence of rather primitive Elephant, although primitive Elephants are recorded also from Pliocene localities of Central Europe. Equus may possibly be represented in the type Villafranchian, but the locality of the specimens is not exactly known." L'Autore fece notare inoltre l'eteropia di questi depositi con quelli delle sottostanti sabbie riferibili all'Astiano (p. 122): "The «type Villafranchian» of Villafranca d'Asti represents the Lower Villafranchian and overlies the marine Astian sands. This does not necessarily imply that is post-Pliocene, as the Astian is locally unusually thin (10-20 m); indeed the «type Villafranchian» grades east-wards into marine sands, and a skeleton of Mastodon arvernensis was found in these sands at Cinaglio d'Asti".

*Azzaroli (1977, p. 67) correlò, in base ad analogie di fauna, l'associazione della Val Trivera con: "the first lacustrine phase (Meleto clays) of the Upper Valdarno and from a lignite mine near Spoleto.... Possibly the faunas of two lacustrine basins, respectively at Barga and Pieve Fosciana, Tuscany, also belong to this faunal zone".

*Lindsay et al. (1980), in un lavoro a carattere paleontologico, riguardante la dispersione di *Equus* nell'alto Cenozoico, fecero notare l'assenza di *Equus* nell'associazione faunistica della Val Trivera, a differenza di quanto osservato per l'associazione faunistica di Montopoli. Gli Autori giustificarono l'assenza di *Equus* in Val Trivera presentando la magnetostratigrafia del fronte inferiore della cava di Fornace R.D.B.: secondo i loro dati, infatti, l'età dei sedimenti studiati sarebbe compresa tra 3,2 m.a. e 2,6 m.a.

*Carraro et al. (1982) evidenziarono nell'area-tipo di Villafranca d'Asti la presenza di sedimenti con caratteristiche differenti, i primi costituiti da (p. 6): "... a sequence of sandy, and subordinately silty and clayey deposits, with different sedimentary structures of a tidal type alternating with coastal marshy facies and sandy deposits corresponding to fluvial episodes. The succession has supplied fauna and palynological assemblages typical of the Upper Pliocene (Mastodon, Dicerorhinus jeanvireti, Leptobos stenometopon, ecc.)", i secondi più recenti ma del tutto simili dal punto di vista litologico ai precedenti, caratterizzati da una bassa energia ambientale e contenenti resti fossili (ad esempio *Elephas meridionalis*) tipici del Pleistocene inferiore.

3.2.7 Assetto strutturale

*Francavilla et al. (1970) misero in evidenza che il "Villafranchiano tipo" nelle sezioni descritte giace in con-

cordanza e continuità sulle sabbie gialle fossilifere di Asti ed è troncato, al tetto, da una superficie erosionale.

*Azzaroli & Vialli (1971, p. 223) affermarono che la situazione tettonica della "sezione tipo" è caratterizzata da "strati suborizzontali esenti da faglie".

Successivamente *Carraro et al. (1982), evidenziano l'esistenza, nell'area-tipo dei depositi villafranchiani, di una discordanza angolare (Fig. 7), impercettibile alla scala dell'affioramento ma rilevabile a scala regionale: questa separerebbe la parte inferiore della successione, costituita da depositi regressivi ancora pliocenici, da quella superiore, costituita da depositi fluvio-lacustri, di età pleistocenica (p.10); "the only remarks that can be made at the present state of exploitation are: there is a difference in colour that distinguishes the Lower and Upper Villafranchian deposits; the unconformity between these two complexes is imperceptible, though they are detectable in a regional scale".

Considerazioni sul significato dei "sedimenti villafranchiani" costituenti i rilievi collinari piemontesi furono effettuate in occasione della realizzazione della Carta Neotettonica d'Italia (Ambrosetti et al., 1987). In questa occasione fu messa in evidenza la discontinuità nella distribuzione di questi sedimenti, in parte verosimilmente primaria: anziché costituire il riempimento di vasti bacini lacustri, essi colmerebbero una serie di ridotti bacini locali di estensione variabile nel tempo.

4. LA REVISIONE

4.1 Inquadramento geologico (F. Carraro & R. Polino)

Dal punto di vista geologico, la successione nella quale è stata proposta l'istituzione del Villafranchiano è formata dai termini più recenti di un complesso di depositi che abbraccia cronologicamente l'intervallo di tempo Miocene superiore - Quaternario. Questo complesso può essere considerato neautoctono rispetto al suo substrato terziario che costituisce in affioramento i principali rilievi collinari (Collina di Torino e Monferrato a Nord, Langhe a Sud). Nelle più recenti interpretazioni paleogeografiche questo substrato viene indicato di pertinenza strutturale (Piana & Polino, 1994) e stratigrafica (Clari et al., 1994) parte alpina (Collina di Torino) e parte appenninica (Monferrato). I due domini sono venuti a convergere durante il Terziario e sono attualmente giustapposti attraverso una zona di deformazione transpressiva (Zona di Rio Freddo), con decorso NW-SE, che si sviluppa soprattutto a spese di unità litostratigrafico-strutturali di pertinenza monferrina (cfr. Fig. 10). Le unità strutturali del Monferrato sono organizzate in grande a formare una serie di *thrust-sheets* nord-vergenti; a partire dal Miocene superiore, momento in cui Collina di Torino e Monferrato dovevano essere in rapporti geometrici molto vicini a quelli attuali, la deformazione "appenninica" venne a coinvolgere anche il dominio alpino della Collina di Torino che a sua volta iniziò ad essere traslato verso Nord.

Le fasi più recenti del processo cinematico che giustappone e deforma a scala crostale i due domini strutturali alpino e appenninico a partire dall'Oligocene (Polino et al., 1992) si sono propagate anche nelle formazioni

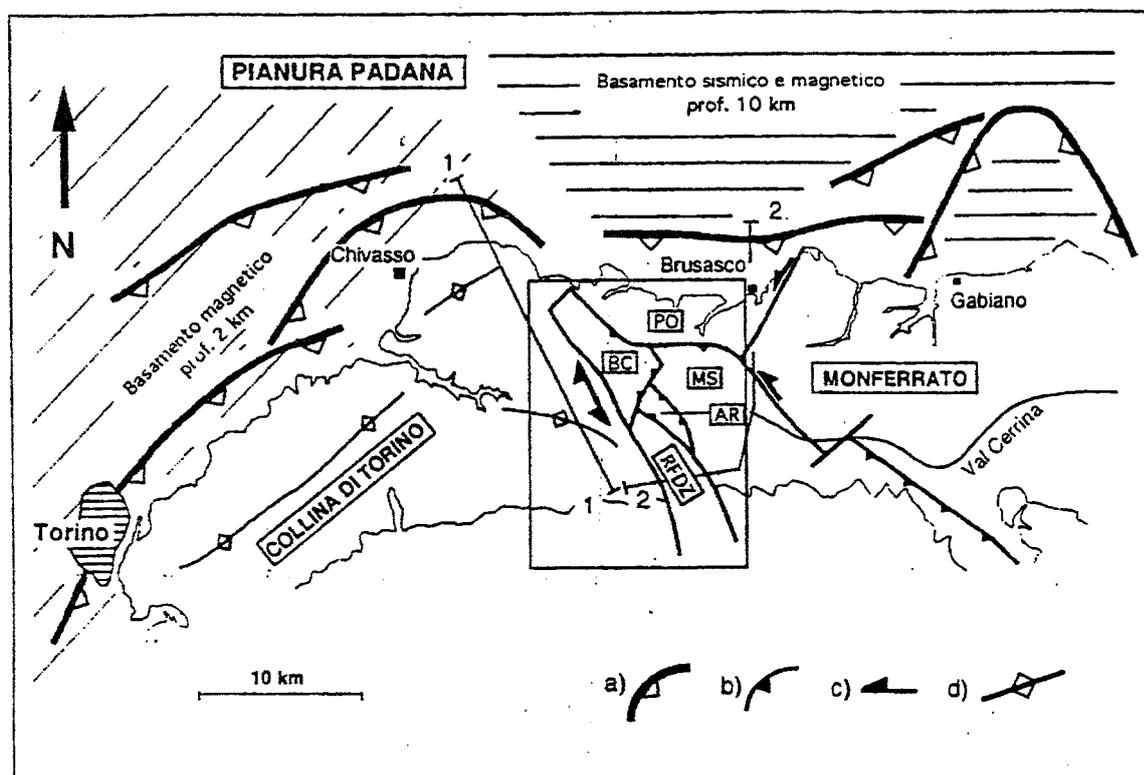


Fig. 10 - Schema strutturale del sistema collinare torinese-monferrino. Sono state riportate le unità geometriche nell'area di giunzione tra Collina di Torino e Monferrato: AR: Unità di Aramengo; BC: Unità del Bric Carrassa; MS: Unità di Moransengo; PO: Unità del Po; RFDZ: Zona di deformazione del Rio Freddo. a) sovrascorrimenti sepolti; b) sovrascorrimenti; c) faglie trascorrenti; d) assi di anticlinale (da Piana & Polino, 1994).

Structural sketch-map of the Turin-Monferrato region hill system. The geometric units of the area linking the Collina di Torino to Monferrato are shown: AR: Aramengo Unit; BC: Bric Carrassa Unit; MS: Moransengo Unit; PO: Po River Unit; RFDZ: Rio Freddo deformation zone; a) buried overthrusts; b) overthrusts; c) transcurrent faults; d) anticline axis (from Piana & Polino, 1994).

neautoctone. In queste ultime si manifestano ovviamente con stili ed intensità diverse, che possono però essere ricondotti ad una continuazione delle deformazioni più antiche e più pronunciate del substrato.

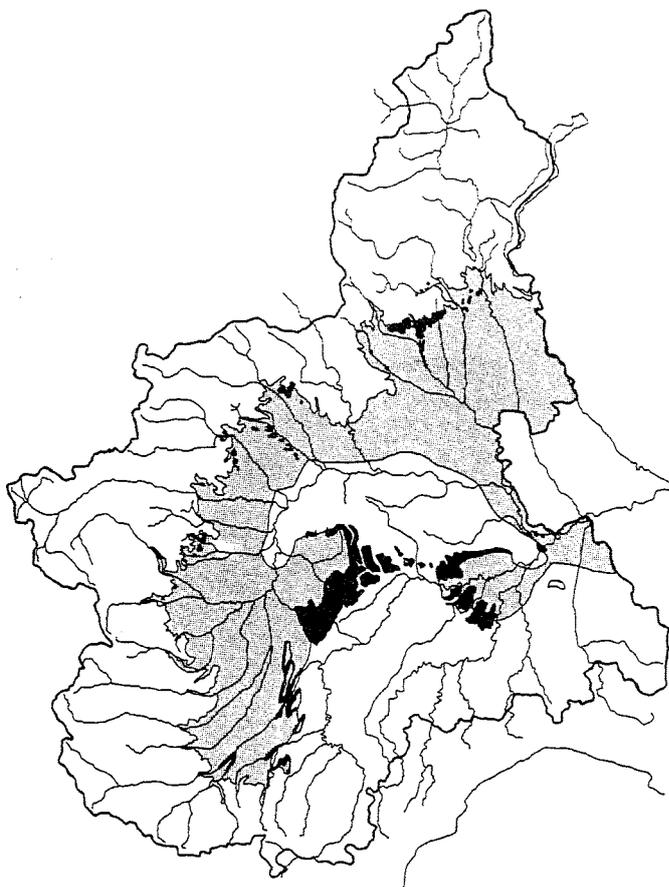
Nel complesso neautoctono trasgressivo le deformazioni sono riconducibili a blande pieghe a largo raggio (es. Sinclinale di Asti) o a fasce di deformazione con caratteri misti, duttili-fragili, (Fascia di deformazione del T. Traversòla, Zona di faglia di Cascina Fagliaverde; cfr. §4.4) che mostrano di rappresentare l'espressione superficiale delle principali strutture trasversali dell'edificio premissiniano. E' da sottolineare che in maggior parte, queste ultime, la cui presenza era stata inizialmente messa in luce essenzialmente in base a considerazioni di natura morfologica, mostrano di essere state caratterizzate da un'evoluzione durante la sedimentazione dell'intera successione neautoctona (Quaternario compreso).

L'area più specificatamente oggetto di studio comprende l'areale di affioramento della grande Sinclinale di Asti, blanda struttura simmetrica con asse circa E-W debolmente inclinato verso Ovest. Questa appare dislocata dalla Fascia di deformazione del T. Traversòla la cui espressione morfologica segna il margine orientale dell'Altopiano di Porino. L'areale di distribuzione del Villafranchiano nell'area-tipo costituisce una serie di lembi risparmiati dall'erosione (nel settore assiale leggermente depresso della Sinclinale di Asti) di un complesso di

sedimenti che aveva una distribuzione originaria pressochè generalizzata nell'area sulla quale si estendono attualmente i rilievi collinari e le aree di pianura ed è conservata in lembi relitti dall'erosione nei primi o nel sottosuolo delle seconde (cfr. Fig. 11). La sedimentazione di depositi "villafranchiani" non si è avuta unicamente nelle aree che fin da allora costituivano degli alti morfologici (porzioni centrali della Collina di Torino e dei Rilievi del Monferrato, settore centromeridionale delle Langhe).

Il Villafranchiano dell'area-tipo non è pertanto interpretabile, come avviene invece per la maggior parte delle successioni "villafranchiane" dell'Appennino, come il prodotto del colmamento di un unico, sia pure esteso, "bacino lacustre"; esso costituisce invece solo uno dei molti lembi relitti di una copertura distribuita in origine pressochè ubiquitariamente nell'areale di distribuzione del complesso neautoctono. Nel dettaglio, il bacino di pertinenza, gli ambienti di sedimentazione e le età delle singole unità litostratigrafiche in cui può essere scomposta questa copertura possono perciò essere apprezzabilmente diversi da un'area ad un'altra.

I limiti verso Nord, Est e Sud dell'area-tipo sono di natura erosiva; verso Ovest invece, la successione villafranchiana si immerge al di sotto della sottilissima (qualche metro) coltre di depositi fluviali pleistocenico-medi e superiori (Depositi Fluviali Terrazzati Post-villafranchiani) che costituiscono in superficie l'Altopiano di Porino.



4.2 Inquadramento morfologico (F. Carraro)

L'area in cui *Pareto nel 1865 ha proposto l'istituzione del Villafranchiano è situata circa 40 km a SE di Torino, nelle colline del Monferrato occidentale, sub-regione collinare del Piemonte centrale; dal punto di vista amministrativo è interamente compresa nella Provincia di Asti, più in particolare nei territori comunali di San Damiano d'Asti, Ferrere, Valfenera, Dusino-San Michele, San Paolo-Solbrito, Villafranca d'Asti, Cantarana, Mareto, Roatto, Cortandone e Montafia. La sua estensione è di circa 100 km².

Sotto il profilo morfologico essa si estende sui Rilievi dell'Astigiano, compresi tra le colline del Monferrato e della Collina di Torino, a Nord, il Bacino di Asti, ad Est, i Rilievi del Braidese e la valle del Tànaro, a Sud, e l'Altopiano di Poirino ad Ovest (Fig. 12). Il paesaggio, di tipo collinare, si sviluppa a quote comprese fra 150 e 300 m s.l.m. ed è formato da dorsali "a schiena d'asino" separate da larghe incisioni in cui è impostato il sistema idrografico locale (T. Traversòla, T. Trivèrsa, T. Cortazzone a Nord, R. Stanavasso e R. Valmaggiora a Sud); il collettore principale è rappresentato dal T. Trivèrsa, tributario di sinistra del T. Bobore, a sua volta affluente di sinistra del F. Tànaro.

L'evoluzione morfologica quaternaria dell'area è stata profondamente condizionata da una serie di importanti fenomeni di deviazione fluviale ("diversione del Po", "tracimazione del Tànaro"), avvenuti verso la fine del

Fig. 11 - Areale di distribuzione del "Villafranchiano" in Piemonte; la rappresentazione si riferisce unicamente alla distribuzione dei depositi "villafranchiani" finora noti, desunti sia da lavori editi che da documenti inediti: le aree in nero indicano i lembi affioranti; quelle in grigio i depositi sepolti (da Caramiello *et al.*, 1966).

*Areal distribution of "Villafranchian" in Piedmont; the map shows the distribution of only those outcrops of "villafranchian" deposits which are known from the literature and unpublished reports: black area indicate outcropping deposits; grey areas show buried deposits (from Caramiello *et al.*, 1966).*

Pleistocene superiore (cfr. Fig. 13). Entrambi i fenomeni sono stati oggetto molto recentemente (*Carraro *et al.*, 1995) di una reinterpretazione genetica nel contesto evolutivo generale del Piemonte centrale; la loro origine è stata messa in relazione alla composizione tra la vivace mobilità tettonica recente (cfr. §§4.1 e 4.4), la situazione morfologica al contorno, le variazioni di portata dovute a cambiamenti climatici e la particolarmente elevata erodibilità delle formazioni in cui è modellato il paesaggio dove si sono verificati i fenomeni stessi. Si rinvia il lettore desideroso di ulteriori informazioni sull'argomento al lavoro citato, nel quale è riassunta la ricca letteratura relativa a questi importanti fenomeni morfologici. In questa sede ci si limiterà a riassumere i tratti essenziali di questa evoluzione, con speciale riferimento agli effetti che essa ha comportato nell'area oggetto del presente studio.

Prima degli importanti fenomeni di deviazione fluviale citati, l'area di distribuzione del Villafranchiano-tipo era attraversata da Ovest verso Est da un importante corso d'acqua (Paleopo): questo scorreva a Sud dei rilievi della Collina di Torino e del Monferrato, per immettersi nell'alta Pianura Padana una decina di chilometri ad Est del punto in cui attualmente sorge Valenza Po; questo corso d'acqua raccoglieva il drenaggio della Pianura Piemontese meridionale, allora sbarrata verso Nord dal grande conoide fluvio-glaciale dell'Anfiteatro Morenico di Rivoli-Avigliana, che era venuto a saldarsi con l'estremità sud-occidentale, ora in parte erosa ed in parte sepolta, della Collina di Torino. Nell'area in esame le tracce di questa antica configurazione del reticolato idrografico sono rappresentate: dai depositi e dalle forme riconoscibili in superficie sul settore orientale dell'Altopiano di Poirino; dai depositi conservati su numerosi lembi di superfici terrazzate conservati nei Rilievi dell'Astigiano, oltre la scarpata che delimita l'Altopiano di Poirino verso Est; dai depositi in cui è impostato un sistema di bassi terrazzi che fiancheggiano immediatamente a Nord l'attuale tratto del Tànaro tra Asti e Alessandria.

Verso la fine del Pleistocene superiore il Paleopo ha subito una diversione all'incirca all'altezza del tratto in cui si estende attualmente l'abitato di Villastellone: il fenomeno è da mettere in relazione al progressivo innalzamento:

– del letto del Paleopo, determinato dalla migrazione verso Nord dell'asse della Sinclinale di Asti impostata nella successione neoautoctona messiniano-quaternaria,

al di sopra dell'aito strutturale costituito dal substrato "alpino" premessiniano;

– del settore settentrionale della superficie della Pianura Piemontese Meridionale, allora in fase di sovralluvionamento a ridosso dello sbarramento costituito dal conoide fluvioglaciale dell'Anfiteatro Morenico di Rivoli-Avigliana.

E' venuta così a stabilirsi una comunicazione tra il Bacino Piemontese Meridionale ed il Bacino Piemontese Settentrionale e la nascita di un nuovo collettore, l'attuale Po, con decorso lungo il margine settentrionale del rilievo della Collina di Torino.

Dopo questo fenomeno, sull'Altopiano di Poirino, che anche in precedenza era stato caratterizzato da una progressiva inclinazione, sia pur modesta, verso Ovest, pendenza che il Paleopo era riuscito a compensare parte con fenomeni sedimentari, parte con la propria attività erosiva, si è impostato un sistema di drenaggio locale (quello del T. Banna), con senso di deflusso verso Ovest, cioè opposto a quello precedente del Paleopo. Le tracce della configurazione del drenaggio precedente il fenomeno di diversione sono rappresentate nell'Altopiano di Poirino da una numerosa serie di meandri abbandonati ad uno stadio di incipiente incastratura: questi in parte sono riconoscibili come blande ondulazioni sulla superficie dell'Altopiano di Poirino, in parte sono stati invece riutilizzati dal reticolato idrografico successivo alla diversione.

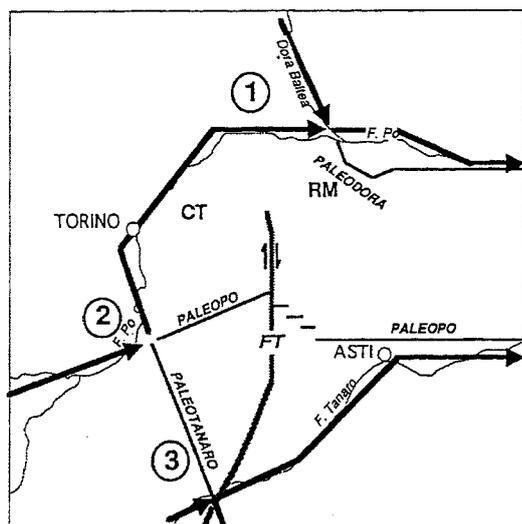


Fig. 13 - Evoluzione pleistocenica superiore del reticolato idrografico nel Piemonte centrale (da Carraro et al., 1995).

Evolution of the hydrographic net of central Piedmont in the Upper Pleistocene (from Carraro et al., 1995).

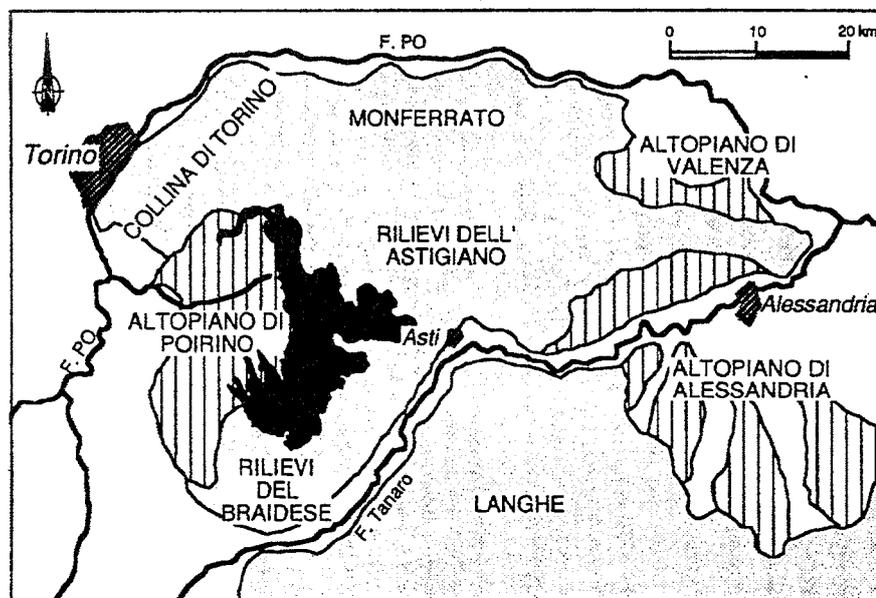


Fig. 12 - Inquadramento dell'area-tipo del Villafranchiano.

The type-area of Villafranchian.

In un momento di poco successivo, sempre verso la fine del Pleistocene superiore, il Tànaro, principale affluente del Paleopo, erodendo lateralmente (verso Est) a seguito dell'evoluzione dell'Anticlinale vivente di Fossano, altra struttura che deforma con asse circa NNW-SSE la successione neautoctona nel settore sud-orientale del Bacino Piemontese Meridionale, ha "piallato" progressivamente il settore marginale occidentale dei rilievi delle Langhe fino ad intercettare, poco a Sud dell'attuale abitato di Bra, un'incisione valliva che fino a poco prima aveva fatto parte del reticolato idrografico locale delle Langhe, tracimandovi. Questo fenomeno ha comportato, da un lato l'abbandono dell'alveo (Paleotànaro) che rappresentava l'originaria prosecuzione in direzione NNW del Tànaro da Bra fino alla sua confluenza nel Po, dall'altra la riutilizzazione di uno dei rami del reticolato idrografico fino a poco tempo prima tributario del Paleopo. In particolare, a partire all'incirca dall'attuale posizione di Asti, il nuovo Tànaro riutilizzò la stessa direttrice di deflusso immediatamente prima seguita Paleopo fiancheggiandone i depositi subito più a Sud. Il fenomeno di tracimazione del Tànaro è stato seguito da una veloce e intensa fase di approfondimento erosionale dell'intero sistema idrografico che vi faceva capo, sia a monte che a valle del punto di tracimazione, a seguito dell'importante abbassamento del livello di base subito.

L'area-tipo di Villafranca d'Asti si estende quindi in un paesaggio che, nel caso delle forme più antiche conservate, è stato modellato dal Paleopo e dal reticolato dei suoi affluenti, il quale ha scolpito una successione di forme terrazzate nei sedimenti pliocenici marini e nel Villafranchiano. Questi terrazzi fluviali, variamente rimodellati, sono essenzialmente delle forme di erosione: localmente è presente uno spessore limitato (max. qualche metro) di limi cui si associa localmente una decisamente subordinata frazione ghiaiosa minuta (cfr. §4.3.3).

L'attuale paesaggio collinare deve pertanto la pro-

pria situazione morfologica all'effetto sovrapposto di questi fenomeni: accanto a depositi e a forme legati alle diverse configurazioni del reticolato idrografico che si sono succedute nel tempo, estesamente conservati e ben riconoscibili, si osserva che l'attuale sistema idrografico, che fa capo al nuovo Tanaro, riutilizza in molti tratti ed in vario modo segmenti appartenenti alle configurazioni preesistenti.

4.3 Litostratigrafia e sedimentologia (P. Boano, F. Carraro & M. G. Forno)

Il rilevamento geologico dell'area-tipo è stato effettuato alla scala 1:10.000 utilizzando come base topografica ingrandimenti delle Tavole "San Damiano" e "Montafia", il cui rilevamento risale alla fine del secolo scorso con aggiornamenti parziali di poco successivi (cfr. §2): non vi sono riportati quindi, per esempio, il tracciato dell'Autostrada Torino-Piacenza e tutte le modifiche del territorio ad esso collegate quali le grandi cave aperte per realizzarne i rilevati e le variazioni della viabilità locale in corrispondenza al suo sviluppo.

L'area risulta scarsamente servita da strade, che percorrono i fondovalle principali e le sommità delle dorsali: la viabilità di raccordo tra questi settori, impostata in versanti caratterizzati da inclinazione notevole, è prevalentemente percorribile dai soli mezzi agricoli.

Il rilevamento geologico dell'area-tipo, effettuato interamente a piedi, si è protratto per oltre tre anni. Una prima campagna di rilevamento, durata circa due anni, ha condotto alla realizzazione della carta geologica presentata al Convegno AIQUA 1994; una seconda campagna, successiva al Convegno, ha portato a una notevole integrazione della carta geologica precedente. È da precisare che la seconda campagna di rilevamento è avvenuta nel periodo autunnale e invernale 1994-95, immediatamente successivo all'evento alluvionale del 4-6 novembre 1994: questo evento, che ha interessato gran parte del Piemonte e in particolare il settore astigiano, ha portato alla realizzazione di numerosi nuovi affioramenti che hanno consentito di integrare notevolmente i dati precedenti.

Il lavoro di campagna ha comportato notevoli difficoltà legate essenzialmente alla scarsità degli affioramenti e alla marcata disomogeneità della loro estensione e distribuzione areale e verticale. Gli affioramenti coprono complessivamente una superficie pari a circa l'1% dell'area considerata: accanto a grandi fronti di cava, con estensione compresa tra il migliaio e alcune centinaia di m², si hanno affioramenti di dimensioni medie, con estensione di alcune decine di m², o modeste, con estensione di alcuni m², e infine si sviluppano aree variamente estese totalmente coperte (Tav. 1).

In particolare si ha una concentrazione degli affioramenti in corrispondenza ai Settori Settentrionale e Meridionale (v. *infra*), sviluppati lungo i fianchi della Sinclinale di Asti e caratterizzati da maggior contrasto morfologico legato alla presenza di numerose incisioni relativamente profonde; la densità degli affioramenti è invece molto minore nel Settore Centrale, sviluppato lungo l'asse della Sinclinale di Asti, caratterizzato da un contrasto morfologico inferiore per la presenza di un numero minore di valli scarsamente incise. È da sottolineare come il setto-

re dell'area-tipo al limite con l'Altopiano di Poirino, noto per i numerosi rinvenimenti paleontologici, si sviluppi interamente nell'area attualmente più povera di affioramenti: in particolare sono stati osservati soltanto 10 affioramenti, tra cui uno solamente con dimensioni superiori al centinaio di m², in corrispondenza al tratto del tracciato ferroviario compreso tra San Paolo-Solbrito e Villafranca d'Asti le cui trincee artificiali risultano rivestite da muri in cemento armato.

Inoltre nell'ambito della successione stratigrafica, caratterizzata da spessore di circa un centinaio di metri, i sedimenti della porzione inferiore, corrispondenti circa a metà dello spessore complessivo, sono relativamente meglio esposti rispetto a quelli della parte superiore. Nei primi infatti, corrispondenti a sabbie utilizzate come materiale per rilevati e a *silt* adatti per l'industria dei laterizi, sono stati impostati in tempi diversi ed in parte si sviluppano tuttora estesi fronti di cava soggetti ad un più o meno prolungato sfruttamento; nei sedimenti della parte superiore, costituiti da *silt* con una rilevante frazione argillosa non sfruttabili industrialmente e solo localmente da sabbie, si hanno invece modesti sbancamenti per prelievo locale ed estemporaneo di materiale.

Ulteriori difficoltà del rilevamento sono connesse alla temporaneità degli affioramenti: durante la realizzazione della carta si è assistito alla scomparsa più o meno totale di numerosi affioramenti e alla comparsa di nuovi. Accanto agli scavi per la realizzazione delle fondamenta di edifici, rapidamente colmati, risultano estremamente labili anche le scarpate, naturali o artificiali, le quali, anche in assenza di interventi antropici, vengono rapidamente cancellate dalla normale evoluzione: si generano potenti accumuli di prodotti colluviali, la cui formazione risulta favorita dalle litologie facilmente erodibili. La Cava Arboschio, 300 m a SW dell'abitato di Arboschio, fornisce un esempio di questa rapida evoluzione: il fronte nordorientale, impostato negli anni '70 e successivamente abbandonato, appare attualmente coperto in tutta la sua estensione da prodotti colluviali; il fronte sudoccidentale della stessa cava, soggetto invece a prelievo discontinuo di materiale e quindi coperto solo localmente dai prodotti colluviali, permette di valutare lo spessore di questi ultimi, in alcuni punti superiore a 5 m.

La rapida evoluzione dei versanti riguarda soprattutto l'area di distribuzione delle formazioni superiori della successione, caratterizzate da modesto addensamento. I tratti di versante impostati in questi sedimenti hanno infatti inclinazione molto modesta e mostrano valli ampie e scarsamente incise: ne consegue l'assenza di scarpate naturali e l'obliterazione a breve termine degli scavi antropici. I tratti di versante impostati nelle formazioni inferiori, caratterizzati da maggiore addensamento, hanno invece inclinazione più rilevante e mostrano valli maggiormente incise: sia le pareti naturali, presenti localmente, sia quelle artificiali si conservano perciò per tempi relativamente più lunghi.

A mascherare la successione villafranchiana sono inoltre diffusi lembi di depositi fluviali legati all'evoluzione successiva (v. §4.3.3): questi depositi, caratterizzati da spessori variabili tra il decimetro e alcuni metri, e dalla natura prevalentemente limoso-argillosa e subordinatamente sabbioso-ghiaiosa, sono legati all'approfondimento

del reticolato idrografico attuale; tale approfondimento è responsabile della rielaborazione dei sedimenti villafranchiani, con formazione di depositi analoghi da un punto di vista tessiturale e come tali difficilmente distinguibili in assenza di affioramenti significativi. In corrispondenza agli attuali fondovalle questa copertura assume distribuzione generalizzata, impedendo l'osservazione dei sedimenti sottostanti su ampie estensioni: gli unici affioramenti di fondovalle dell'intera area-tipo sono localizzati lungo le incisioni del T. Traversòla e del R. Stanavasso.

A ostacolare il lavoro di campagna è infine la fitta vegetazione arborea e arbustiva, impenetrabile in corrispondenza alle aree non coltivate e alle incisioni dove, ad eccezione dei mesi invernali, maschera gli affioramenti: ne consegue che il rilevamento può essere effettuato razionalmente solo nei mesi autunnali e invernali.

A facilitare invece il rilevamento sono stati i lavori di aratura, praticati in maniera estensiva: i campi arati consentono infatti, lo sviluppo di estese aree di subaffioramento permettendo di valutare la continuità laterale delle diverse unità cartografate anche in assenza di affioramenti e di raccogliere spesso resti paleontologici; è da sottolineare che, mentre la maggior parte dei molluschi e dei resti vegetali proviene da affioramenti più o meno estesi (Tav. 1), la maggior parte dei resti di vertebrati rinvenuti durante il rilevamento provengono dai campi, dove sono stati portati alla luce dall'aratura.

Favorevole per il rilevamento è anche lo sviluppo di numerose nicchie di frane in corrispondenza alle quali si hanno affioramenti di dimensioni talora anche notevoli, soggette però ad una continua evoluzione (Tav. 1): significativa da questo punto di vista è stata la possibilità di osservare le numerose nicchie di distacco realizzatesi in occasione dell'evento alluvionale del 4-6 novembre 1994.

La carta geologica, che rappresenta il documento riassuntivo dei principali dati di natura litostratigrafica e sedimentologica raccolti con il rilevamento sul terreno, è stata ottenuta, come già ricordato nel §2, interpolando i dati ricavati dagli affioramenti. Il lavoro di interpolazione, basato principalmente su considerazioni di carattere stratimetrico e geologico-strutturali, si è avvalso anche dell'analisi morfologica: ad esempio il passaggio tra Unità di Cascina Gherba e Unità di Maretto è segnato morfologicamente da una chiara rottura di pendenza, in genere ben riconoscibile sul terreno (v. §4.3.2).

Il criterio seguito nella individuazione e nella cartografia delle diverse unità, riguardando quasi esclusivamente termini di una successione continentale, è stato quello allostratigrafico. Per una rassegna dei principi, delle finalità e della terminologia di questo tipo di approccio stratigrafico, si rinvia al *North American Stratigraphic Code* (North American Commission on Stratigraphic Nomenclature, 1983). Un'illustrazione commentata del metodo allostratigrafico è riportata anche nella Guida al rilevamento della Carta Geologica d'Italia 1:50.000 (Pasquaré *et al.*, 1992). Il metodo non è però ancora consolidato e nell'applicarlo a situazioni di transizione, come quella presente alla base della successione villafranchiana-tipo, sorgono alcune perplessità. Nella realizzazione della carta geologica ed in queste note che la corredano si è preferito far ricorso, almeno in questa fase, ad una suddivisione in unità stratigrafiche non formali: queste sono state riunite poi in

complessi stratigrafici, sempre informali. Come si vedrà il Complesso Inferiore è di mal definibile classificazione, essendo delimitato inferiormente da una sostanziale continuità di sedimentazione con i sedimenti marini sottostanti; il Complesso Superiore si configura invece come una vera unità allostratigrafica⁽¹⁴⁾, essendo delimitato sia alla base che al tetto da importanti superfici erosionali.

Le diverse unità in cui sono stati suddivisi i due complessi risultano separate a seconda dei casi da superfici di erosione di importanza minore, da lacune di sedimentazione o semplicemente da un cambiamento di sedimentazione.

In un'ottica allostratigrafica è stata attribuita notevole importanza alle discontinuità che corrispondono a superfici di erosione: il principio ispiratore di questo tipo di approccio è infatti quello di attribuire la necessaria importanza alle superfici di erosione nelle successioni continentali; queste superfici rappresentano infatti il riscontro diretto di episodi di durata e di estensione confrontabili, se non più importanti, rispetto a quelli sedimentari. Come questi ultimi, gli episodi erosionali sono in genere caratterizzati da una più o meno marcata diacronicità nel loro sviluppo laterale ed è questo il motivo per cui le unità allostratigrafiche, che sono in gran prevalenza definite da superfici di erosione, non corrispondono ad unità cronostatigrafiche.

Nell'applicazione dell'allostratigrafia, analogamente a quanto avviene per gli altri tipi di approccio stratigrafico, è prevista una gerarchizzazione basata in questo caso sul ruolo delle discontinuità. La storia evolutiva di un bacino continentale è costituita dalla successione di "periodi" più o meno lunghi, durante i quali si sono verificati ripetuti "episodi" di sedimentazione; i "complessi" che corrispondono a questi "periodi", sono separati da superfici di erosione che corrispondono a loro volta a "periodi" durante i quali è prevalsa l'attività erosiva. Anche i singoli "episodi" di sedimentazione, cui corrispondono le unità allostratigrafiche riconosciute all'interno dei complessi, sono separati da "episodi" di prevalente attività erosionale, che materialmente corrispondono a superfici di erosione di rango inferiore rispetto a quello delle superfici che separano i complessi.

Utilizzare l'allostratigrafia significa perciò individuare le superfici di erosione e valutare la loro importanza come estensione areale e cronologica. E' da precisare che le superfici di erosione intercalate nelle successioni continentali sono in genere molto più numerose di quelle direttamente percepibili come tali e il loro rango, nella grandissima maggioranza dei casi, non è direttamente riconoscibile.

Nel corso del lavoro di revisione si sono inizialmente censite e descritte le diverse superfici di erosione riconosciute, sia perchè affioranti, sia perchè contraddistinte almeno localmente da caratteri diagnostici. Successivamente si è passati ad una loro analisi, valutandone l'importanza sulla base del maggior numero di elementi (ad esempio diverso grado di addensamento, di tettonizzazione ecc. delle formazioni sotto- e soprastanti).

La forte limitazione costituita dalla scarsità degli

(14) "An allostratigraphic unit is a mappable stratiform body of sedimentary rock that is defined and identified on the basis of its bounding discontinuities".

affioramenti e dalla difficile valutabilità dell'importanza delle superfici erosionali è solo parzialmente compensata dal fatto che la valutazione viene fatta in molti punti diversi ed utilizzando il maggior numero di criteri disponibili. Ciò comporta che se da un lato le superfici di erosione effettivamente presenti nella successione sono certamente in numero superiore a quelle riconosciute, e che quindi il modello interpretativo proposto è necessariamente semplificato, dall'altro si può tuttavia ritenere che la gerarchizzazione tra le superfici di erosione censite sia sufficientemente verificata. E' quindi ragionevole attendersi che nuovi affioramenti porteranno certamente alla identificazione di nuove superfici di erosione, ma non condurranno a modifiche sostanziali del modello interpretativo proposto.

4.3.1 La successione marina pre-villafranchiana (E. Ferrero & G. Pavia)

La successione marina, organizzata in emiciclo con sequenza regressiva, riflette l'evoluzione fisiografico-strutturale del "Bacino di Asti" durante il Pliocene inferiore e medio. Nella parte inferiore, in discontinuità sulla Formazione gessoso-solfifera del Miocene terminale, troviamo infatti una facies argillosa di ambiente circalitorale (ex Piacenziano *Auctt.*); a questa segue, in continuità e con livelli di transizione, una facies sabbiosa (ex Astiano *Auctt.*) che registra le fasi di minor profondità del mare pliocenico astigiano. Dopo la classica monografia di *Sacco (1890) la letteratura stratigrafica sull'argomento è limitata alle note illustrative del Foglio "Asti" (*Boni & Casnedi, 1970) e a pubblicazioni di carattere divulgativo (Cavallo *et al.*, 1986); per contro dati significativi si hanno sulle associazioni fossilifere e sul loro significato paleoecologico (vedi citazioni successive).

La successione marina astigiana, dal basso verso l'alto, comprende le seguenti unità litostratigrafiche.

Argille di Lugagnano

La formazione, per uno spessore di 100+150 m, è costituita da argille siltose di colore grigio-azzurro in genere omogenee e senza stratificazione evidente; nella metà superiore si intercalano sottili strati sabbiosi interpretati come tempestiti. Si tratta di argille di piattaforma (*offshore*) che dal punto di vista paleobiocenotico, in base al contenuto paleontologico, possono essere ricondotte alla biocenosi dei "fanghi terrigeni costieri" dei biotopi mediterranei (Pérès & Picard, 1964). Recenti studi paleoecologici sui livelli sommitali della formazione argillosa nel settore immediatamente ad Ovest di Asti (Scarselli, 1990) hanno evidenziato che le associazioni a molluschi sono riconducibili a biotopi della parte superiore del piano circalitorale.

Sabbie di Asti

La formazione, per uno spessore di 60+80 m, è costituita da sabbie giallastre incoerenti o localmente cementate, in genere omogenee, solo raramente mostranti strutture da moto ondoso. Si tratta di sedimenti di spiaggia esterna (*shoreface*) deposti a profondità limitate (0+30 m) e controllati dalla forte energia idrodinamica del moto ondoso e delle correnti costiere, comprese quelle di marea

nella parte alta della formazione (Ghibaudo in *Carraro *et al.*, 1982).

La successione sabbiosa dell'Astigiano, soprattutto per le ricche associazioni a molluschi, venne indicata da *De Rouville nel 1853 (Ferrero, 1971) come tipo per l'istituzione del "Piano Astiano". L'utilizzazione cronostratigrafica del termine "Astiano", autorevolmente affermata da Sacco (1890), in tempi recenti è stata abbandonata con l'introduzione delle unità litostratigrafiche (*Boni & Casnedi, 1970); il termine sostitutivo "facies astiana" permane comunque nella letteratura relativa al Pliocene sudeuropeo con riferimento a sedimenti sabbiosi deposti in ambiente infralitorale.

La formazione delle Sabbie di Asti è internazionalmente nota per l'elevato contenuto paleontologico con macrofossili sia sparsi sia concentrati in livelli di spessore discreto. Le relative paleocomunità a molluschi, in parallelo con le associazioni a foraminiferi bentonici (Sampò *et al.*, 1968), si riferiscono ad altrettanti biotopi che documentano l'evoluzione fisiografica e la progressiva riduzione di profondità del mare pliocenico astigiano, sino all'emersione villafranchiana.

Il contenuto paleontologico del tratto inferiore e medio delle Sabbie di Asti è ben documentato nella classica sezione del Castello di Valleandona (sezione-tipo dell'"Astiano": Sampò *et al.*, 1968). Vi si possono riconoscere due livelli fossiliferi. Quello superiore, caratterizzato dalla frequenza del bivalve *Isognomon maxillatus*, si estende su buona parte del territorio astigiano con caratteristiche simili. Lo strato fossilifero inferiore, dominato dal pelecipode *Glycymeris insubrica*, è sviluppato nelle Valli Andona e Monale; nell'adiacente Valle Botto, grosso modo alla stessa quota stratigrafica, sono presenti livelli sabbioso-argillosi a composizione faunistica più eterogenea con elementi paleobiocenotici pertinenti a biotopi di transizione rispetto alle sottostanti Argille di Lugagnano.

Paleocomunità a *Glycymeris insubrica* – Lo strato fossilifero di spessore submetrico è esposto nella sezione del Castello di Valleandona, 19 m al di sopra del limite Argille di Lugagnano - Sabbie di Asti. In Valle Monale l'associazione a molluschi (Campantico, 1993) comprende 240 specie con dominanza quantitativa di pelecipodi psammofili, endofaunali, sospensivori (88%) e massima abbondanza di *Glycymeris insubrica* (25%), a cui si aggiunge una significativa frequenza di *Timoclea ovata* (17%). I fossili sono per la maggior parte autoctoni e rappresentano una paleocomunità sviluppata su fondali sabbioso-fangosi di limitata profondità (20+25 m). Dal punto di vista biocenotico la paleocomunità si può riferire alla parte più esterna del piano infralitorale; infatti *G. insubrica* è specie caratteristica esclusiva della biocenosi attuale mediterranea (Pérès & Picard, 1964) delle "sabbie fini ben calibrate" (SFBC), mentre *T. ovata* è tipica delle biocenosi del "detritico costiero" (DC) e del "detritico infangato" (DE) della parte superiore del piano circalitorale.

Paleocomunità a *Isognomon maxillatus* – Descritto da Caretto (1963) negli affioramenti ad Ovest di Asti, lo strato fossilifero di spessore metrico è ubicato a circa 40 m al di sopra del limite superiore delle Argille di Lugagnano. Nell'associazione a molluschi prevalgono i pelecipodi psammofili, sospensivori. Tra questi presenta elevata

dominanza lo pterioide *Isognomon maxillatus* dal caratteristico guscio squamoso ed *habitus* seminafaunale bisato in substrato di sabbie fini; le sue conchiglie bivalvi sono accumulate in un livello mediano che costituisce una sorta di biostroma ampiamente esteso in Astigiano. Le caratteristiche autoecologiche dello pterioide e quelle del corredo paleofaunistico permettono di ipotizzare un ambiente di sedimentazione sito ad una batimetria di 10-15 m in regime idrodinamico non elevato; dal punto di vista paleobiocenotico (Frattini, 1990) la paleocomunità a *I. maxillatus* è riconducibile alla biocenosi mediterranea delle "sabbie fangose in ambiente protetto" (svmc) nella parte medio-alta del piano infralitorale.

Le Sabbie di Asti nella loro porzione superiore sono ancora francamente marine seppure con litofacies che anticipano l'emersione ed il passaggio ai depositi continentali villafranchiani. Il trend regressivo si concretizza con ripetute pulsazioni di grande evidenza locale, anche se difficilmente correlabili nelle diverse sezioni esposte. Lo spessore dell'intervallo sommitale si considera non inferiore a 40 m. Vi si incontrano livelli con grandi concentrazioni di molluschi (es. associazione a *Donax minutus*) e strati bioclastici tipo panchina (Moncalvo, Montafia) che localmente precorrono delle successioni eterogenee con tipiche strutture tidali. Queste litofacies si possono osservare in prossimità del margine orientale dell'Altopiano di Poirino, a Nord di Montafia, e nel settore ad Est di Asti tra Refrancòre e Rocca d'Arazzo.

Paleocomunità a *Donax minutus* – E' stata riconosciuta in diversi livelli submetrici di sabbie fini con altissima concentrazione di molluschi prevalentemente psammofili, endobionti e sospensivori. Presso Buttigliera d'Asti (Aimassi & Ferrero, 1983) il pelecipode *Donax minutus* costituisce il 22% dell'associazione, ma raggiunge circa l'80% di dominanza nelle orictocenosi di Sant'Anna di Rocca d'Arazzo (Ferrero & Merlino, 1982), come avviene quando specie opportunistiche vanno incontro ad esplosioni riprodotte altamente invasive nella comunità a cui appartengono. Il tellinoide *D. minutus* è considerato caratteristico esclusivo di biocenosi riconducibili a quella delle "sabbie fini dei livelli superficiali" (SFHN), che si estende in Mediterraneo ad una profondità di pochi metri al passaggio tra le zone infralitorale e litorale, in prossimità della battigia. I livelli sabbiosi di Sant'Anna sono interpretati come tempestiti la cui concentrazione di resti scheletrici è dovuta anche all'elevato dinamismo del meccanismo di deposizione. Questo implica un certo grado di mescolamento e di alloctonia di elementi paleofaunistici provenienti da biocenosi limitrofe, tra cui quelle delle "sabbie fini ben calibrate" (SFBC) e delle "lagune euraline ed euriterme" (LEE).

Nel settore di Villafranca d'Asti (Cava Arboschio) e di Ferrere (Cascina Mottura), pur senza evidenze in affioramenti continui, ai tipici depositi sabbiosi "astiani" si sovrappongono i sedimenti dell'Unità di Ferrere (cfr. *infra*) che rappresentano la logica evoluzione fisiografica delle facies infralitorali delle Sabbie di Asti in ambiente costiero. Essi vengono interpretati come depositi di ambienti marini superficiali, localmente controllati dal moto ondoso oppure da correnti di marea. Più in particolare, le

associazioni fossili a molluschi marini riconosciute nei depositi sabbiosi di Cava Arboschio risultano costituite da fossili alloctoni, importati dagli antistanti biotopi infralitorali e distribuiti in un ambiente di deposizione tidale ad opera sia del moto ondoso sia, in parte prevalente, dalle correnti di marea. Infatti le orictocenosi di Arboschio comprendono *taxa* presenti anche nella paleocomunità a *I. maxillatus* e il confronto con la paleocomunità a *D. minutus* ha evidenziato una ancor più sostanziale somiglianza, anche quantitativa, in base alle specie dominanti e più significative.

Età delle Sabbie di Asti – L'inquadramento cronostratigrafico delle Sabbie di Asti è reso possibile da un insieme di dati biostratigrafici indiretti e da considerazioni biocronologiche desunte dalle malacofaune. Sampò *et al.* (1968) e Colalongo *et al.* (1972), tramite i foraminiferi bentonici presenti al tetto delle Argille di Lugagnano nella sezione del Castello di Valleandona, hanno attribuito la base della formazione sabbiosa alla sommità del Pliocene inferiore (Zancleano). Nella successione sabbiosa non sono stati invece segnalati, sino a tutt'oggi, elementi paleobiologici "tradizionali" utili per un suo significativo e puntuale inquadramento biostratigrafico. Le associazioni a molluschi, rinvenute a diversi livelli delle Sabbie di Asti, forniscono tuttavia indicazioni sufficienti per agganciare i relativi episodi paleobiocenotici al quadro paleoclimatico (e quindi cronologico) del Pliocene.

Marasti & Raffi (1976) hanno infatti evidenziato come un certo numero di molluschi neogenici non si estenda oltre il Pliocene medio (Piacenziano nella tripartizione proposta da Rio *et al.* 1994). Più in particolare Raffi & Marasti (1982), nello studio sul gradiente di diversità tassonomica dei molluschi pliocenici della provincia mediterraneo-marocchina (Raffi *et al.*, 1985), ne segnalano un'importante fase di estinzione (o di scomparsa regionale per migrazione verso la provincia mauritanico-senegalese) nella parte inferiore del Piacenziano; tale innovazione paleobiogeografica si colloca ad un'età assoluta di 3,2-3,0 Ma, in prossimità dell'evento paleomagnetico Mammouth, ed è da ricondurre al deterioramento climatico nella regione mediterranea correlabile con le prime glaciazioni registrate in Islanda (McDougall & Wensink, 1966). I molluschi estinti con tale evento paleoclimatico si riferiscono in genere alle facies profonde delle Argille di Lugagnano; tuttavia sono segnalate anche numerose specie di pelecipodi della "facies astiana" infralitorale e tra queste ricordiamo quelle presenti a diversi livelli paleobiocenotici, sino alla sommità delle Sabbie di Asti: *Isognomon maxillatus*, *Lissochlamys excisa*, *Chlamys latissima*, *Spondylus crassicosta*, *Codakia leonina*, *Callista italica*, *Pelecypora gigas*, a cui si aggiunge, almeno per il bacino padano, il gasteropode *Strombus coronatus*.

Oltre a questi molluschi, un largo stock di gasteropodi infralitorali, ugualmente indicativi di clima subtropicale, ha subito estinzione totale o regionale in risposta al deterioramento climatico intercorso durante il Pliocene. Permangono indefiniti i tempi delle singole scomparse specifiche, alcune delle quali sono forse da collocare in corrispondenza del successivo declino climatico al limite Piacenziano-Gelasiano (*sensu* Rio *et al.*, 1994); tuttavia la ridondanza di Mitridae, Conidae e Terebridae riscontrata nel Pliocene piemontese (Montefameglio *et al.*,

1979; Aimassi & Ferrero, 1983; Aimone & Ferrero, 1983; Pavia *et al.*, 1989) sembra giustificare un'attribuzione cronostratigrafica da tardo-zancleano ad ec-piacenziana di tutti i depositi pliocenici in "facies astiana" del Piemonte.

In conclusione le Sabbie di Asti, nell'area-tipo del Bacino di Asti, risultano comprese tra la sommità dello Zancleano e la parte inferiore del Piacenziano. Tale limitazione cronostratigrafica è giustificata da diverse constatazioni. Innanzitutto i dati paleofaunistici ricavati dalla successione della Cava Arboschio (cfr. §4.5.4) sono coerenti con le conclusioni paleoclimatiche e biocronologiche esposte per l'intera formazione delle Sabbie di Asti; a questi fanno da complemento i depositi sabbiosi di Sant'Anna di Rocca d'Arazzo, forse equivalenti laterali dei primi dal punto di vista fisiografico. In secondo luogo alle associazioni a paleovertebrati della "Unità faunistica Triverna", provenienti dai livelli continentali soprastanti alla formazione marina nel settore di Villafranca d'Asti (Unità di San Martino, cfr. *infra*), è comunemente assegnata un'età di circa 3,0 Ma (*Azzaroli *et al.*, 1986). Infine, l'interpretazione dei dati macrofloristici ottenuti dalle sezioni delle cave Arboschio e R.D.B. (cfr. §4.5.2) ha portato ad inquadrare il passaggio dalle facies marine (Unità di Ferrere, cfr. *infra*) a quelle continentali (Unità di San Martino, cfr. *infra*) nell'ambito del "Complesso floristico Stura" (Martinetto, 1995); quest'ultimo è correlato con la fase temperato-calda del Pliocene medio, successiva all'*optimum* climatico del Pliocene inferiore ricordato da Zubakov & Borzenkova (1990).

4.3.2 La successione-tipo villafranchiana (P. Boano & M.G. Forno)

Il rilevamento geologico di dettaglio dell'area-tipo ha condotto alla realizzazione della Carta Geologica (cfr. Tav. 1): la successione stratigrafica riconosciuta è rappresentata graficamente nello Schema dei Rapporti Stratigrafici riportato a margine (inserto A in Tav. 1). All'interno della successione nella quale *Pareto (1865) ha istituito il Villafranchiano sono stati riconosciuti due raggruppamenti maggiori di unità sedimentarie, indicati rispettivamente come *Complesso Inferiore* e *Complesso Superiore*: questi risultano separati da una superficie di erosione, corrispondente ad un intervallo di tempo di estensione notevole, indicata come *Superficie di Cascina Viarengo*⁽¹⁵⁾. Entro i complessi sono state riconosciute unità di rango inferiore che si configurano talora come

unità litostratigrafiche, in altri casi come unità allostratigrafiche (cfr. §4.3). Le diverse unità sono state contraddistinte con i toponimi delle località in cui si sviluppano gli affioramenti più significativi, ubicati rispettivamente in prossimità dell'abitato di Ferrere e a ridosso di Cascina San Martino, per le unità costituenti il Complesso Inferiore, e invece nella dorsale di Cascina Gherba e in prossimità dell'abitato di Mareto, per le unità costituenti il Complesso Superiore. Infine la superficie di erosione che separa i due complessi è stata osservata in modo particolarmente significativo lungo la dorsale di Cascina Viarengo.

L'area rilevata è stata suddivisa in tre settori contraddistinti da condizioni stratigrafico-strutturali relativamente omogenee: il *Settore Settentrionale*, il *Settore Centrale* e il *Settore Meridionale* (Fig. 14).

Il *Settore Settentrionale* è compreso tra gli abitati di Montafia e di Case Gianni a Nord, l'Altopiano di Poirino a Ovest, gli abitati di Savi e di Pangeri a Sud e infine le località Valmezzana e Campia a Est. Altimetricamente è compreso fra i 293 m di Cascina Bric Massocco e i 180 m circa dei fondovalle della Val Traversòla e della Val Triverna.

Il *Settore Centrale* è compreso tra gli abitati di Savi e di Pangeri a Nord, l'Altopiano di Poirino a Ovest, gli abitati di San Michele d'Asti, di Villafranca d'Asti e di San Grato a Sud e infine le località Gorìa e Case Bruciate a Est. Altimetricamente è compreso tra i 271 m del rilievo immediatamente a Sud dell'abitato di Pangeri e quello a SW di Cascina Fagliaverde e i 160 m circa dei fondovalle della Val Traversòla e della Val Triverna.

Il *Settore Meridionale* è compreso tra gli abitati di San Michele d'Asti, di Villafranca d'Asti e di San Grato a Nord, l'Altopiano di Poirino a Ovest, gli abitati di Villata, di Ferrere e di Ronco a Sud e infine gli abitati di Serralunga e di Aguggia a Est. Altimetricamente è compreso tra i 322 m del Monte Serpe ed i 160 m dei fondovalle della Val Stanavasso e della Val Maggiore.

Di seguito viene riportata una descrizione dei tratti più significativi dei due complessi e delle diverse unità che li costituiscono.

Complesso Inferiore

Appare costituito da due unità, dal basso all'alto: Unità di Ferrere e Unità di San Martino.

UNITÀ DI FERRERE

Litostratigrafia (P. Boano & M.G. Forno)

I sedimenti dell'Unità di Ferrere, che costituiscono il termine basale della successione villafranchiana, affiorano nell'area-tipo per un'estensione relativamente modesta, pari a circa 30 km²: in particolare affiorano nel Settore Settentrionale, a NE della "Zona di faglia di Cascina Fagliaverde" (cfr. §4.4), al margine nord-orientale del Settore Centrale e nel Settore Meridionale; formano un corpo sedimentario originariamente continuo, interrotto solo in corrispondenza alle incisioni vallive. Risultano quindi osservabili solo nei settori marginali in corrispondenza ai fianchi della Sinclinale di Asti, sviluppati a quote maggiori e caratterizzati da più marcate incisioni che consentono l'osservazione della parte inferiore della succes-

(15) Dall'esame dello stato delle conoscenze effettuato nell'ambito del §3 è emerso che alcuni Autori precedenti (*Boni *et al.*, 1970; *Francavilla *et al.*, 1969; 1970; *Francavilla & Tomadin, 1970; *Carraro *et al.*, 1982) avevano riconosciuto la natura discontinua della successione-tipo del Villafranchiano: le superfici di erosione indicate come discontinuità principali nell'ambito della successione non corrispondono però a quelle individuate e descritte nel corso del presente lavoro di revisione; la migliore affidabilità dell'interpretazione stratigrafica qui proposta nei confronti delle precedenti è legata al fatto che questa è supportata da un rilevamento geologico di dettaglio dell'intera area-tipo che, come si è più volte avuto occasione di ricordare, non era mai stato effettuato in precedenza.

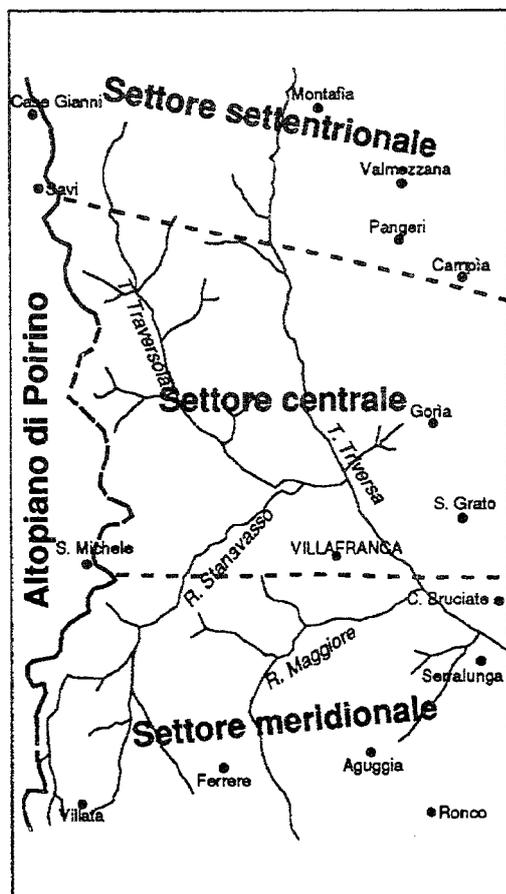


Fig. 14 - Suddivisione dell'area-tipo del Villafranchiano.
Subdivision of the Villafranchian type-area.

sione. Gli stessi sedimenti non sono invece osservabili nel settore assiale della Sinclinale di Asti, sviluppato a quote inferiori e caratterizzato da incisioni meno profonde. In tale area affiorano con continuità i sedimenti riferibili alle unità sovrastanti: la presenza dei sedimenti di questa unità è però individuabile, nel sottosuolo, a debole profondità e in particolare immediatamente al di sotto dell'Unità di San Martino.

Nel Settore Settentrionale i sedimenti dell'Unità di Ferrere affiorano nella fascia altimetrica intermedia dei versanti sviluppata a NW tra 205 e 220 m, come si può osservare ad esempio in corrispondenza alla dorsale di Madonna di Casale, e a SE tra 215 e 220 m, come si può osservare nella dorsale di Campia.

Al margine nord-orientale del Settore Centrale affiorano nella fascia altimetrica tra 185 e 190 m, come si può osservare lungo l'incisione del Rio di Mareto a Est di Cà Nuova.

Nel Settore Meridionale infine sono distribuiti in corrispondenza alla fascia altimetrica inferiore dei versanti, sviluppata a Nord tra 175 e 205 m, come ad esempio in corrispondenza al fronte inferiore della Cava Arboschio, e a Sud tra 220 e 245 m, nell'affioramento di Cascina Mottura.

Nei Settori Settentrionale e Meridionale sviluppati lungo i fianchi della Sinclinale di Asti, questi sedimenti costituiscono quindi la fascia altimetrica intermedia dei

versanti; nel Settore Centrale, verso l'asse della sinclinale, affiorano invece alla base dei versanti. Al limite tra il Settore Settentrionale e quello Centrale risultano dislocati dalla Zona di faglia di Cascina Fagliaverde, caratterizzata da un rigetto complessivo di circa 25 m (cfr. §4.4).

L'Unità di Ferrere costituisce un corpo sedimentario lenticolare principale che affiora nel Settore Meridionale, dove mostra spessore più rilevante, in genere variabile tra 20 e 30 m, come ad esempio in corrispondenza alla Cava Mottura, e al margine nord-occidentale del Settore Centrale, dove mostra spessore di pochi metri. Nel Settore Settentrionale è invece conservata a costituire un corpo lenticolare minore, con spessore prevalentemente inferiore a 15 m, interrotto verso SW dalla zona di faglia prima descritta (cfr. §4.4): lo spessore massimo, di circa 15 m, è osservabile al margine sudoccidentale, lungo la Strada Provinciale San Paolo-Montafia, 500 m a Nord di Cascina Ravizza; gli spessori si rastremano invece progressivamente verso Nord e verso Est. Lo spessore complessivo di questo corpo è quindi maggiore in corrispondenza al fianco meridionale della Sinclinale di Asti e invece minore in quello settentrionale.

I sedimenti che costituiscono il corpo principale risultano inclinati di circa 10° , verso SW nel Settore Centrale e verso NW in quello Meridionale; i sedimenti del corpo minore risultano anch'essi inclinati verso SW. Nell'insieme i due corpi sedimentari costituiscono quindi una struttura sinclinale ad asse E-W debolmente inclinato verso Ovest (cfr. inserto B in Tav. 1).

L'Unità di Ferrere poggia sui sedimenti pre-villafranchiani ("Sabbie di Asti" *p.p.*) tramite un contatto di natura variabile, osservabile solo nelle aree marginali dove affiorano i sottostanti termini marini. In genere la successione villafranchiana mostra una sovrapposizione diretta, in continuità di sedimentazione, su quella marina, come ad esempio nell'affioramento di Cava Arboschio (Stop 3 in *Basilici *et al.*, 1994). Talvolta invece si osservano interdigitazioni fra le due unità, come ad esempio nel fronte di cava situato lungo la Strada Provinciale San Paolo - Montafia, 500 m a Est di Cascina Ravizza e nell'esteso affioramento di Cascina Fabbrica: le interdigitazioni risultano frequenti in prossimità del limite tra il Settore Settentrionale e quello Centrale, corrispondente alla Zona di faglia di Cascina Fagliaverde (cfr. §4.4), e al margine sud-orientale dell'area-tipo. Talvolta infine si sviluppa una superficie di erosione di importanza locale, riconoscibile ad esempio nella Cava Mottura (Fig. 15).

Il contatto risulta debolmente inclinato (10°) verso SW nel Settore Settentrionale e al margine di quello Centrale; è pure debolmente inclinato (10°), però verso NW, in quello Meridionale (cfr. inserto B in Tav. 1): a questa inclinazione è connesso l'affioramento dei termini marini pre-villafranchiani in corrispondenza ai margini rispettivamente nordorientale e sudorientale dell'area-tipo.

L'Unità di Ferrere è ben osservabile in numerosi affioramenti con dimensioni ridotte e in alcuni fronti di cava, che consentono l'esposizione di sezioni relativamente estese (tra alcune decine e un migliaio di m^2) tra le quali ricordiamo Cava Arboschio, Cava Mottura, Cascina Fabbrica e l'affioramento lungo la Strada Provinciale San Paolo - Montafia, 500 m a Nord di Cascina Ravizza.

I sedimenti dell'Unità di Ferrere sono costituiti pre-



Fig. 15 - Alla base dell'affioramento situato 100 m a NW di Cascina Mottura si osserva il limite erosionale tra i sedimenti marini riccamente fossiliferi pre-villafranchiani e quelli, di fronte deltizio, dell'Unità di Ferrere. Sono caratterizzati rispettivamente da stratificazione pianoparallela e da stratificazione incrociata concava.

Outcrop located 100 m to the NW of Cascina Mottura. In the lower part it is visible the erosional boundary between the marine fossils-rich pre-villafranchian deposits (planar bedding) and the delta front deposits of Ferrere Unit (cross-bedding).

valentemente da sabbie medio-grossolane, caratterizzate da stratificazione incrociata concava a grande scala (Fig. 16). In particolare al di sopra di evidenti superfici di erosione ad andamento concavo, estese lateralmente per alcuni metri, si sviluppano sequenze di sedimenti caratterizzati da una tessitura progressivamente più fine verso l'alto: alla base, con spessore metrico, prevalgono i sedimenti sabbiosi grossolani con laminazione incrociata concava che rappresentano, tra i depositi di questa unità, la litofacies nettamente più diffusa in tutto l'areatipo (Fig. 16). Verso l'alto talvolta si osservano sedimenti sabbiosi medi, con spessore decimetrico, caratterizzati

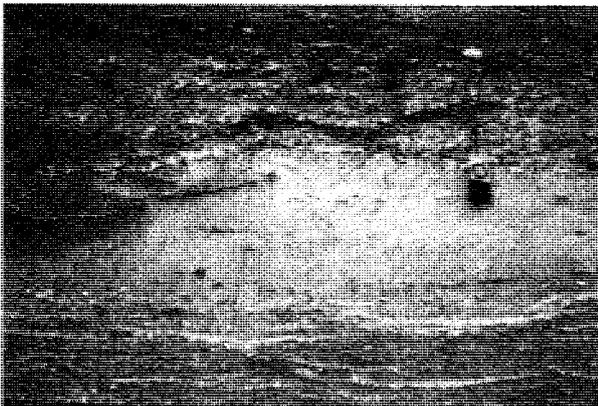


Fig. 16 - La stratificazione incrociata concava dei sedimenti dell'Unità di Ferrere è spesso sottolineata dalla distribuzione dei frammenti di fossili marini e dalla concentrazione degli ossidi di ferro e di manganese (fronte inferiore di Cava Arboschio, 300 m a SW dell'abitato di Arboschio) (Stop 3 in *Basilici et al., 1994).

Cross-bedding in the Ferrere Unit deposits is frequently emphasized by marine fossils fragments and concentrations of Fe- and Mn-oxides (lower part of Arboschio Quarry; Stop 3 in Basilici et al., 1994).

da laminazione incrociata planare. Solo molto localmente, al tetto di questi ultimi, sono presenti sedimenti siltosi con laminazione pianoparallela caratterizzati da spessore in genere centimetrico. La modesta diffusione dei sedimenti sabbiosi medi e di quelli siltosi è legata, secondo ogni evidenza, alla presenza delle superfici d'erosione che troncano a più livelli le sequenze, conservandone in genere solo i termini basali.

Nei sedimenti sabbiosi grossolani sono presenti talvolta *sand-chips* con diametro centimetrico, caratteristici di questa unità e particolarmente diffusi nell'affioramento situato 200 m a SW di Cascina Mottura (Stop 2 in *Basilici et al., 1994), e *clay-chips* con diametro fino a decimetrico, come ad esempio nella cava situata 500 m a NE di Serra Molina.

Nei depositi sabbiosi medi si osservano localmente *ripples*, prevalentemente asimmetrici, talvolta separati da livelletti pelitici continui (Fig. 17) o da lenticelle pelitiche (Fig. 18). Al contatto fra sedimenti con diversa tessitura si osservano talvolta strutture da fuoriuscita d'acqua.

I sedimenti dell'Unità di Ferrere mostrano un addensamento notevole: questo carattere, che consente la conservazione di pareti con altezza di alcune decine di metri, rappresenta uno degli elementi di differenziazione con i sedimenti sabbiosi della più recente Unità di Cascina Gherba (cfr. *infra*).

Presentano colore sensibilmente variabile, sia arealmente che nell'ambito di uno stesso affioramento: questa caratteristica è legata alla diffusione di ossidi di ferro e di manganese, con colore rispettivamente bruno-rossastro e nero, variamente distribuiti e prevalentemente concentrati a sottolineare le strutture sedimentarie (Fig. 16).

Molto localmente, all'interno di sedimenti essenzialmente sabbiosi, si osservano corpi sabbioso-ghiaiosi con stratificazione incrociata concava, osservabili ad esempio nella Cava Mottura: questi colmano depressioni con larghezza di alcuni metri. I ciottoli hanno diametro compreso fra 2 e 4 cm, mostrano elevato arrotondamento e media sfericità e sono immersi in una matrice prevalentemente sabbiosa grossolana. La base dei sedimenti sabbioso-



Fig. 17 - Nell'affioramento ubicato 400 m a SW di Cascina Bric Porta i sedimenti sabbiosi dell'Unità di Ferrere, con sottili intercalazioni di sedimenti siltosi, sono caratterizzati dalla presenza di *ripples*.

Sand deposits of Ferrere Unit showing thin intercalations of silts and ripples structures. Outcrop located 400 m to the SW of Cascina Bric Porta.



Fig. 18 - Locale presenza di lenti pelitiche nei sedimenti sabbiosi dell'Unità di Ferrere: l'affioramento è ubicato 300 m a Ovest dell'abitato di Serralunga.

Occurrence of pelitic lenses into the sand deposits of Ferrere Unit. Outcrop located 300 m to the W of Serralunga.

ghiaiosi, dove visibile, è sottolineata da ciottoli con maggiori dimensioni, da *clay-chips* e da frammenti di conchiglie.

La frazione sabbiosa risulta costituita in netta prevalenza da granuli di quarzo, di K-feldspato, di carbonati e da lamelle di mica bianca (cfr. §4.6). I ciottoli sono costituiti in prevalenza da quarziti, quarziti conglomeratiche ("anageniti" *Auct.*), dolomie, calcari, gneiss, micascisti, gabbri e molto rare serpentiniti. Dove le condizioni degli affioramenti lo hanno permesso, sono state effettuate determinazioni sistematiche⁽¹⁶⁾ che hanno evidenziato mediamente le seguenti percentuali: quarziti (48%), quarziti conglomeratiche (20%), gneiss (13%), dolomie (10%), micascisti (4%), gabbri (4%), serpentiniti (1%).

I sedimenti dell'Unità di Ferrere, pur presentando giacitura analoga a quelli della sovrastante Unità di San Martino (cfr. *infra*), mostrano nel dettaglio poche strutture deformative (fratture subverticali decimetriche, con direzione prevalente N-S): tale carattere è connesso verosimilmente con la natura in netta prevalenza sabbiosa dei sedimenti (cfr. §4.4).

I sedimenti dell'Unità di Ferrere risultano ricchi di resti fossili: già nei lavori precedenti, riguardanti i sedimenti di questa unità affioranti nella Cava Arboschio, sono stati descritti gusci di conchiglie, impronte di foglie e frammenti di tronchi (*Pavia, 1970). Gli affioramenti fossiliferi più significativi, evidenziati nel corso del rilevamento geologico, sono stati segnalati ai diversi studiosi che hanno contribuito alla revisione: per una descrizione più particolareggiata si rimanda rispettivamente al §4.5.1 per i vertebrati, ai §§4.5.2 e 4.5.3 per i resti paleobotanici, al §4.5.4 per i molluschi e al §4.5.5 per i foraminiferi.

Nei sedimenti sabbiosi dell'Unità di Ferrere si rinven- gono diffusamente conchiglie marine, soprattutto di bivalvi e subordinatamente di gasteropodi (cfr. Tav. 1). Nella maggior parte dei casi le conchiglie appaiono ridotte in

frammenti di piccole dimensioni o, nel caso dei bivalvi, caratterizzate dall'arrotondamento o dall'usura dell'umbrone e della cerniera; in altri casi invece si osservano valve complete, poggiate sulle superfici di stratificazione (Fig. 16) o disperse in modo caotico, con evidenti segni di abrasione. Nei sedimenti siltosi si osservano talvolta modelli interni con impronta esterna di bivalvi. I fossili marini sono prevalentemente concentrati nella parte inferiore di questa unità, i cui termini superiori risultano spesso sterili⁽¹⁷⁾.

Localmente le strutture sedimentarie sono obliterate dalla bioturbazione. Le gallerie hanno forma cilindrica, con diametro attorno al centimetro e andamento prevalentemente verticale e orizzontale: sono in genere evidenziate da riempimenti sabbiosi con diversa tessitura e/o colorazione rispetto ai sedimenti circostanti.

In numerosi affioramenti (cfr. Tav. 1) sono stati rinvenuti frammenti di tronchi o di rami con lunghezza variabile fra alcuni centimetri e circa un metro e diametro prevalentemente centimetrico: la loro presenza è generalmente evidenziata dalla colorazione rosso-bruna dei resti e dei sedimenti che li inglobano. Nella maggior parte dei casi, come ad esempio nell'affioramento situato 200 m a Nord di Cascina Ravizza, risulta conservata la sostanza vegetale parzialmente ossidata; in altri casi, come ad esempio nell'affioramento in corrispondenza a Cascina Fagliaverde, è invece conservato il modello interno con impronta esterna.

Nei sedimenti siltosi caratterizzati da laminazione pianoparallela, si sono rinvenute talvolta impronte di foglie (cfr. Tav. 1), sottolineate da una colorazione rosso-bruna: particolarmente ben conservate risultano le impronte rinvenute in corrispondenza al fronte inferiore della Cava Arboschio (cfr. §4.5.2 e Stop 3 in *Basilici *et al.*, 1994).

I sedimenti sabbiosi dell'Unità di Ferrere contengono inoltre numerosi resti di vertebrati continentali (cfr. Tav. 1). In particolare provengono da questi sedimenti gran parte dei resti di mastodonte rinvenuti alla fine del secolo scorso e conservati presso il Museo di Torino, di cui purtroppo solo raramente è indicata la localizzazione.

Interpretazioni precedenti

L'Unità di Ferrere, definita come tale e cartografata nella sua distribuzione areale nel corso del presente studio, comprende il termine basale della successione-tipo del Villafranchiano descritta da *Pareto (1865).

L'ampia distribuzione di questi sedimenti è stata successivamente riconosciuta da Sacco nella Pianura piemontese meridionale (1886) e nel Bacino terziario e quaternario del Piemonte (*1890): l'Autore ha proposto una loro differenziazione cronostratigrafica, indicandoli come "Fossanianò", e una interpretazione genetica legata a un ambiente litorale e localmente deltizio.

Negli anni successivi i sedimenti dell'Unità di Ferrere affioranti nel fronte situato 300 m a NE dell'attuale Cava Arboschio sono stati presi in esame da *Pavia (1970)

⁽¹⁶⁾ Il metodo utilizzato è quello proposto da Orombelli & Gnaccolini (1978).

⁽¹⁷⁾ La frequente assenza di fossili determina la possibilità di confusione con le intercalazioni sabbiose riferibili alle unità soprastanti: in assenza di fossili l'interpretazione è frutto essenzialmente di considerazioni stratimetriche e sedimentologiche.

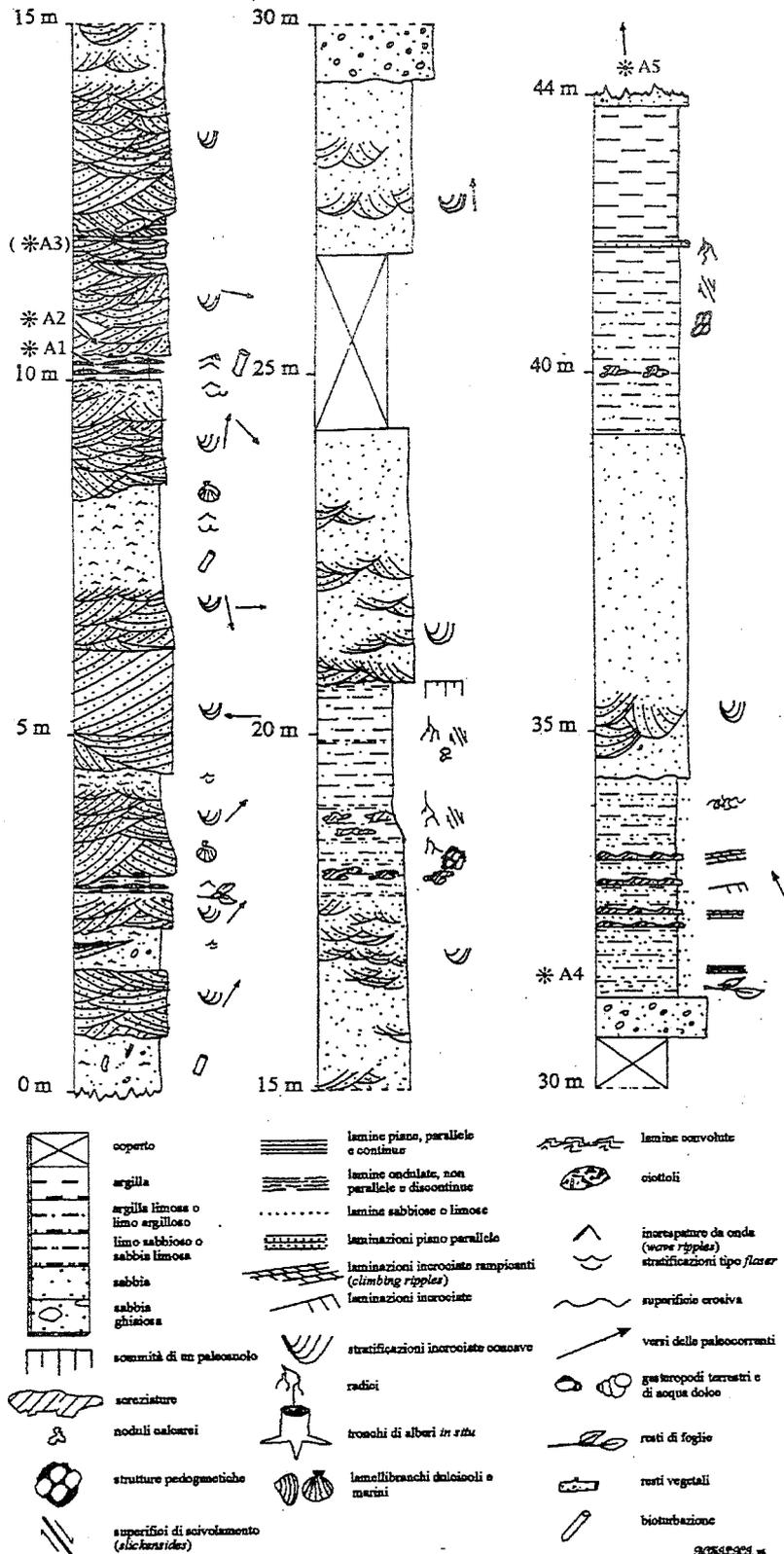


Fig. 19 - Sezione della Cava Arboschio, Unità di Ferrere. La sezione è stata misurata in corrispondenza della attuale cava attiva e delle cave n. 2, 3 e 4 indicate in Fig. 3. Gli asterischi indicano la posizione dei campioni paleobotanici.

Section of the Arboschio quarry, Ferrere Unit. The section has been measured in the part of the quarry presently in operation and at the nos. 2 to 4 quarries shown in Fig. 3. Asterisks indicate the position of paleobotanical samples.

Cava Arboschio: i sedimenti basali della successione villafranchiana, non distinti cartograficamente dai depositi soprastanti, sono riferiti ad un ambiente intertidale e considerati caratteristici di una successione regressiva sviluppata al di sopra delle Sabbie di Asti *p.p.*

Sedimentologia (G. Basilici)

Gli aspetti sedimentologici dell'Unità di Ferrere sono stati esaminati nell'affioramento della cava Arboschio (Cantarana). Poiché il fronte appare in continua evoluzione, si riportano di seguito la quota s.l.m. e le coordinate della base della successione descritta: q. 165 m s.l.m.; coord. U.T.M. 32TMQ24287226.

In questa cava l'Unità di Ferrere è esposta per uno spessore di circa 18 m. La base è coperta e la parte sommitale passa in continuità di sedimentazione all'Unità di San Martino; il passaggio tra le due unità è stato collocato in corrispondenza della prima comparsa di indizi testimoniati condizioni di emersione.

L'Unità di Ferrere è costituita quasi completamente da depositi sabbiosi (96%) ed in minima parte (4%) da limi argillosi. Le sabbie, da grossolane a molto fini, sono di norma organizzate in stratificazioni incrociate concave o laminazioni incrociate, mentre solo di rado sono massive; i limi argillosi mostrano lamine piano-parallele e continue lateralmente e sono intercalati a lenti sabbiose.

Sulla base dei caratteri granulometrici, delle strutture sedimentarie, del contenuto fossilifero, dei limiti e della geometria degli strati nella Unità di Ferrere affiorante alla Cava Arboschio (Fig. 19) è stato possibile distinguere tre differenti tipi di litofacies (litofacies A, B e C), corrispondenti a tre differenti subambienti deposizionali.

e suddivisi in due litozone: essi sono stati interpretati come legati ad un ambiente deltizio e riferiti all'"Astiano" superiore.

*Carraro *et al.* (1982) hanno fornito la descrizione dettagliata del fronte situato 150 m a NE dell'attuale

Canali di marea - litofacies A

La litofacies A è formata da sabbie di granulometria da molto grossolana a medio-fine, con un grado di selezione tra buono e moderato. Le sabbie più grossolane sono concentrate alla base degli strati, subito al di sopra di tasche erosive più larghe che profonde; nelle sabbie sono presenti ciottoli e clasti di limi argillosi. I ciottoli hanno dimensioni fino ad 1 cm, sono prevalentemente silicei e sono subarrotondati o subangolosi; solo di rado sono stati osservati clasti con dimensioni fino a 40 cm. I clasti di limi argillosi hanno forma rettangolare-allungata e dimensioni variabili tra 1 cm e 40 cm; secondariamente sono presenti anche clasti di forma irregolare, che raggiungono dimensioni di 40x50 cm (larghezza x altezza): i clasti argillosi del primo tipo mostrano lamine piano-parallele e derivano dall'erosione di strati della litofacies C (cfr. *infra*); i clasti del secondo tipo sono massivi, contengono tracce di radici di grande e piccolo diametro e sono attribuibili all'erosione di un paleosuolo non affiorante nella successione studiata.

Le sabbie sono organizzate in stratificazioni incrociate concave con *set* di altezza variabile tra 10 e 100 cm; i *set* di dimensioni maggiori sono presenti alla base degli strati, mentre nella parte alta di ogni strato le dimensioni dei *set* diminuiscono insieme alla granulometria delle sabbie. Le lamine che costituiscono i *foreset* sono formate da alternanze di materiale a granulometria più grossolana e più fine e mostrano anche superfici di riattivazione. A volte lamine di limo argilloso drappeggiano i *foreset* oppure sono disposte alla base delle stratificazioni incrociate concave.

Valori delle paleocorrenti sono stati ottenuti dalla misura dell'asse delle stratificazioni incrociate concave. È stato infatti osservato (Dott, 1973; High & Picard, 1974) che l'asse delle stratificazioni incrociate concave è allineato parallelamente alla direzione del flusso principale e che da quest'ultimo mostra un relativamente basso grado di dispersione. Sulla base dei principi metodologici espressi in De Celles *et al.* (1982) sono stati misurati 39 assi di stratificazioni incrociate concave di differenti dimensioni, i cui valori sono riportati mediante un istogramma circolare in Figura 20; tali valori mostrano una marcata bimodalità. Inoltre in alcuni strati (per es. quota 5-6 m e 9 m della sezione di Arboschio; cfr. Fig. 19) sono state registrate direzioni delle paleocorrenti diametralmente opposte.

La litofacies A ha un ricco contenuto fossilifero. I molluschi marini (descritti da Pavia, 1970) sono i più rappresentati; a luoghi sono così concentrati che costituiscono il 60% del sedimento, ma di norma la loro distribuzione non supera il 30%. I gusci sono quasi esclusivamente conservati in frammenti. Le valve dei lamellibranchi sono disarticolate, la loro superficie umbonale è frequentemente usurata e sulla superficie dei *foreset* sono disposte con il dorso rivolto verso l'alto; i gasteropodi spesso conservano solo la columella. Nella sezione della cava Arboschio i fossili di molluschi marini diminuiscono di frequenza dalla base verso l'alto e scompaiono quasi del tutto a quota 11 m (Fig. 19).

Fossili di organismi terrestri sono rappresentati da mammiferi e tronchi di alberi. I vertebrati sono costituiti da resti ossei isolati e mostranti tracce di usura da tra-

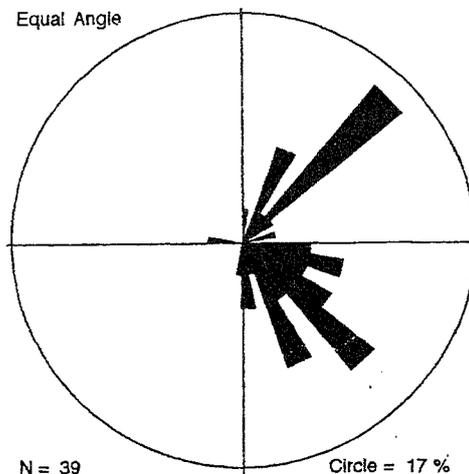


Fig. 20 - Istogramma circolare delle paleocorrenti misurate dalle stratificazioni incrociate concave della litofacies A (Unità di Ferrere). Si noti la bimodalità dei valori.

Tart-diagram of paleocurrents as obtained from Lithofacies A concave crossed stratifications (Ferrere Unit). Note the bimodal distribution of values.

sporto; dei resti vegetali rimane molto spesso l'impronta ed alcuni frammenti lignei mineralizzati.

Tutti i resti fossili, marini o continentali, testimoniano un alto grado di trasporto e possono essere classificati come risedimentati, forse in parte anche rielaborati (*sensu* Fernandez Lopez, 1984).

Assai di rado gallerie di bioturbazione tagliano le stratificazioni incrociate: la loro forma è tubulare ed il loro diametro non maggiore di 1 cm.

Gli strati della litofacies A hanno sempre base erosiva, evidenziata da tasche profonde fino ad 1 m e larghe fino a 10 m, all'interno delle quali sono accumulati gli elementi di granulometria più grossolana. Alla scala degli affioramenti (circa 30-40 m di esposizione laterale) le superfici erosive si mostrano subparallele all'assetto degli strati, ma su distanze maggiori sembrano leggermente concave verso l'alto.

Gli strati della facies A si appoggiano su quelli della facies B o C; raramente, dove la superficie erosiva è così profonda, strati della facies A si possono sovrapporre direttamente fra loro. Verso l'alto, per diminuzione della granulometria e delle dimensioni delle strutture sedimentarie, le sabbie della facies A passano in continuità di sedimentazione alle sabbie della facies B.

Lo spessore medio di questi strati è di 1,5-2 m. Nelle attuali condizioni di affioramento non è direttamente possibile dedurre la loro reale geometria; tuttavia in affioramenti distanti l'uno dall'altro alcune centinaia di metri gli strati della facies A passano a strati della facies B, facendo supporre una geometria lenticolare dei primi.

La litofacies A è interpretabile come deposito di canale di marea. La base erosiva, la granulometria grossolana, le stratificazioni incrociate concave testimoniano che gli strati della facies A si sono formati in un ambiente deposizionale caratterizzato da correnti trattive capaci di erodere il fondo, trasportare e depositare sabbie medio-grossolane sotto forma di dune alte più di 1 m. Poiché in grande (circa 200-300 m) gli strati sabbiosi sembrano

avere una geometria piano-concava è possibile supporre che queste correnti siano state canalizzate.

I versi delle paleocorrenti sono spiccatamente bimodali e in uno stesso strato spesso diretti in senso opposto. Alternanze di materiale fine e grossolano, drappi di fango sulle superfici dei *foreset* o alla base delle stratificazioni incrociate concave e superfici di riattivazione testimoniano inoltre che la corrente era caratterizzata da una energia non costante.

Alta energia ed attiva sedimentazione rendevano ostile questo ambiente alla vita di comunità biologiche: estremamente sporadiche sono infatti le tracce di bioturbazione ed i resti fossili rinvenuti (continentali o marini) hanno evidenti segni di trasporto. Reineck (1975) segnala infatti, sulle coste dominate da maree del Mar del Nord, che i canali tidali sono caratterizzati da scarsa o assente fauna.

L'interpretazione della facies A come deposito di canale di marea è basata sulle seguenti considerazioni (Driese *et al.*, 1981; Elliot, 1986): 1) base erosiva coperta da clasti intraformazionali e, in grande, concava verso l'alto; 2) stretta associazione spaziale e temporale di strutture formate da correnti che indicano bimodalità o bipolarità; 3) presenza di superfici di riattivazione e drappi di fango sui *foreset* o alla base delle stratificazioni incrociate concave, che riflettono alternanza di differenti condizioni energetiche.

Il contesto deposizionale al contorno (l'ambiente deltizio rappresentato dalla Unità di San Martino) ed il contenuto fossilifero (presenza contemporanea di fossili marini e terrestri) fanno supporre che i canali di marea potessero anche corrispondere alla parte terminale di canali distributori deltizi, in analogia con quanto osservato da Van der Graaf (1972) e da Coleman & Wright (1975).

Piana tidale - litofacies B e C

Sabbie fini e molto fini, di colore giallo chiaro, costituiscono la litofacies B. Le strutture sedimentarie sono rappresentate prevalentemente da laminazioni incrociate, alte non più di 2 cm; le lamine immergono in senso opposto e la loro forma esterna (*form set*) è simmetrica o debolmente asimmetrica. Altre strutture relativamente frequenti sono costituite da stratificazioni del tipo *flaser* semplice; a volte si osservano anche strutture a lisca di pesce.

Raramente si rinvengono resti di molluschi marini, anch'essi in frammenti come nei depositi della facies A. Più frequenti sono invece gallerie di bioturbazione cilindriche ad andamento irregolare e di diametro compreso tra 1 e 2 cm, riconoscibili come icnogenere *Thalassinoides* (Fig. 21).

Gli strati della facies B sono in continuità di sedimentazione ed in passaggio graduale con i sottostanti strati della facies A; verso l'alto passano, in continuità di sedimentazione, a strati della facies C oppure sono troncati dalla superficie erosiva alla base della facies A.

Lo spessore varia da 20 cm a 120 cm. La geometria originaria è difficilmente immaginabile sia per le condizioni di affioramento, sia perché interrotti alla sommità da superfici erosive.

Sui depositi della facies B si appoggiano in continuità di sedimentazione gli strati della facies C (Fig. 22). Questi sono costituiti da limi argillosi o argille limose alter-

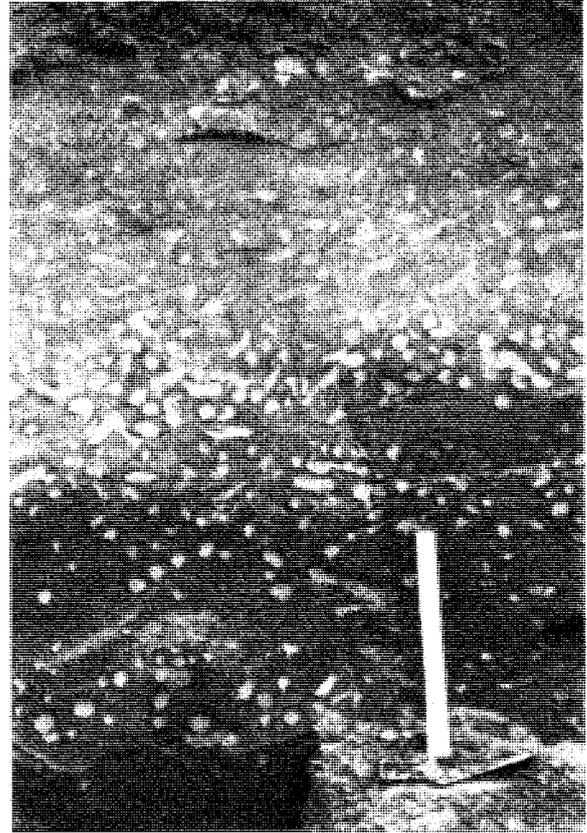


Fig. 21 - Sabbie fini attraversate da gallerie di bioturbazione dell'icnogenere *Thalassinoides* (facies B). La presenza di strutture *flaser*, di laminazioni incrociate con strutture a lisca di pesce e le relazioni con le altre facies permettono di interpretarle come depositi di piana subtidale (facies B). Il martello è lungo 30 cm.

Fine sand with burrows of the ichnogenus Thalassinoides (facies B). Flaser structures, cross laminations with herringbone structures and the relationships with the other facies permit to interpret flat deposits (facies B) as subtidal. The hammer is 30 cm long.

nati con sabbie fini o molto fini. La frequenza di affioramento è assai bassa (4,5%) e gli strati si seguono lateralmente per 30-40 m; il taglio tridimensionale della Cava Arboschio permette di riconoscere che la loro geometria è di tipo tabulare.

Gli strati pelitici variano di spessore da 1 mm a 2 cm e mostrano lamine piano-parallele e continue, legate per lo più a piccole variazioni granulometriche. Gli strati sabbiosi sono costituiti da lenti piano-convesse di forma simmetrica o leggermente asimmetrica, di spessore massimo in media non superiore a 5 cm, al cui interno si riconoscono sottili laminazioni incrociate; sulla superficie di strato le sabbie mostrano creste rettilinee.

I limi argillosi contengono resti di vegetali ben conservati (foglie, semi e frutti) e di malacofauna. Questi ultimi sono rappresentati soprattutto da lamellibranchi, tra cui particolarmente frequente è *Cerastoderma* sp., spesso trovato con entrambe le valve ed in posizione di vita. Meno frequenti sono piccole gallerie di bioturbazione con forma ad U e con riempimento disposto a menisco o semplicemente di forma verticale. Gli strati sabbiosi in genere non contengono resti fossili e solo raramente sono

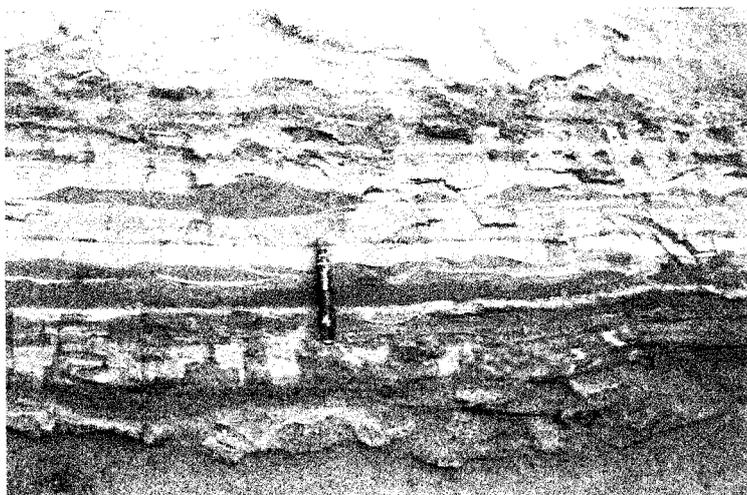


Fig. 22 - Sabbie molto fini alternate a limi argillosi (facies C - piana intertidale); gli interstrati sabbiosi sono formati da strutture prodotte dal moto ondoso (*wave ripples*). Questi depositi sono sovrapposti, in continuità di sedimentazione, a sabbie fini della facies B; al di sopra di essi si sovrappone con una superficie di contatto brusca e/o erosiva un nuovo ciclo sedimentario costituito da sabbie grossolane (facies A - canale di marea). Il pennarello è lungo 13,5 cm.

Very fine sands alternated with clayey silts; the sandy strata formed by wave motion-produced structures (wave ripples). These deposits overlies the fine sands of facies B; on the upper part an abrupt and/or erosive contact separate them from coarse sands of facies A (tidal channel). The felt pen is 13.5 cm long.

stati osservati detriti conchigliari marini, in cui le valve dei lamellibranchi hanno il dorso rivolto verso l'alto.

La sommità degli strati di questa litofacies è sempre troncata dalla superficie di appoggio basale dei depositi della facies A e spesso frammenti erosi di limi argillosi sono conservati alla base della facies A come clasti intraformazionali.

Ai margini dei canali di marea, sulla piana tidale, la velocità delle correnti tidali, non più ristretta, diminuisce; conseguentemente diminuiscono la granulometria dei sedimenti e le dimensioni delle loro strutture. I depositi di piana tidale sono caratterizzati da una intima interstratificazione di sabbia e fango, che riflette rispettivamente l'alternanza di processi deposizionali per trasporto sul fondo e per decantazione (Reineck, 1972; 1975).

Le litofacies B e C sono depositi di piana tidale; in essi l'azione delle correnti tidali è ancora testimoniata dalla presenza di laminazioni incrociate immergenti in senso opposto, da strutture a lisca di pesce e da stratificazioni di tipo *flaser* semplice. Gli strati sabbiosi della facies B e C si sono depositati durante i periodici flussi e riflussi della corrente tidale, mentre i limi fini, che contrassegnano la stratificazione tipo *flaser* della facies B, o i limi argillosi della facies C si sono depositati durante la fase di stagnazione delle acque dell'alta o bassa marea. La ridotta azione dell'energia tidale permetteva al moto ondoso di esercitare la sua influenza sui sedimenti, producendo increspature sabbiose simmetriche o rielaborando quelle prodotte dalle correnti tidali.

Le facies B e C rappresentano zone della piana tidale interessate rispettivamente da maggiore o minore energia. Nelle attuali piane tidali i depositi più fini si distribuiscono nelle aree più vicine alla terraferma, cosicché si può ipotizzare che la facies C corrisponda a zone più interne (verso terra) della piana tidale. Poiché nei depositi delle due facies mancano indizi di emersione (fessure da disseccamento, impronte di animali o pioggia, pedogenesi, ecc.) si può anche escludere che corrispondano alla zona supratidale, mentre hanno una analogia con quelli osservati nelle moderne piane intertidali e subtidali. La litofacies C può quindi essere interpretata come deposito di piana intertidale e la litofacies B come deposito di piana intertidale più esterna o piana subtidale

(Reineck, 1972; Elliot, 1986).

La piana tidale era solcata da canali di marea (facies A), che trasportavano sedimenti più grossolani e che, migrando, erodevano i precedenti depositi. Canali e piana tidale caratterizzavano contemporaneamente questo ambiente come è testimoniato dalla eteropia, alla scala di 200-300 m, tra depositi della facies A e B.

Gli abbondanti resti di piante nei sedimenti della facies C indicano anche in questi depositi l'influenza di una vicina area emersa e probabilmente l'importanza di processi di trasporto indotti da canali fluviali, come affermato da Goldring *et al.* (1978) in un analogo sistema deposizionale.

Organizzazione sequenziale ed interpretazione ambientale.

Nella cava Arboschio è stato possibile riconoscere un'organizzazione sequenziale delle litofacies, ordinata, dal basso verso l'alto, come segue: facies A, B e C (Fig. 23). Nell'affioramento studiato sono visibili sette sequenze deposizionali, ma solo due mostrano una successione completa delle facies, le altre sono costituite solo dalla litofacies A e B. La mancanza della facies C è attribuibile più a fattori erosivi che non deposizionali.

Ciascuna sequenza mostra una diminuzione della granulometria verso l'alto e riflette il passaggio da un canale di marea ad una piana tidale prima esterna e poi interna. Nella sezione studiata questa sequenza si ripete per sette volte testimoniando un ciclico spostamento dei canali tidali e progradazione delle piane tidali, come negli attuali ambienti dominati dalle maree. Nei depositi di canale tidale (facies A) non sono stati mai osservati indizi di migrazione laterale (per es. superfici di accrezione laterale): è perciò ipotizzabile che lo spostamento del canale avvenisse bruscamente per riempimento dello stesso da parte dei depositi sabbiosi (Coleman & Wright, 1975).

La frequenza di resti fossili continentali e la sovrapposizione all'Unità di Ferrere di una unità litostratigrafica formata in una piana deltizia (Unità di San Martino) testimonia la vicinanza e l'influenza di un ambiente continentale. E' quindi ipotizzabile che i depositi affioranti alla cava Arboschio rappresentino la porzione frontale di un delta dominato da maree, cioè di un estuario (Fig. 24).

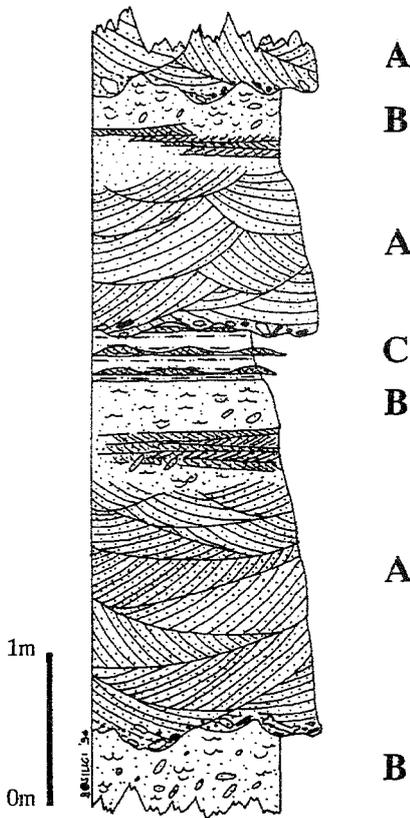


Fig. 23 - Unità di Ferrere. Sequenza deposizionale ciclica nella Cava Arboschio; le litofacies sono ordinate secondo lo schema A-B-C o A-B e riflettono alternanze cicliche di depositi di canale di marea (facies A) con depositi di piana tidale (facies B e C). Con le lettere sono indicate le litofacies riportate nel testo; per i simboli vedi la legenda in Fig. 19.

Ferrere Unit. Cyclic sequence in the Arboschio Quarry; lithofacies are ordered as A-B-C and A-B indicating cyclically

cyclically alternated tidal channel (facies A) and tidal plain deposits (facies B and C). Letters refer to the lithofacies mentioned in the text; symbols as in the legend of Fig. 19.

Anche se l'escursione tidale non raggiungeva elevati valori, l'effetto delle correnti di marea poteva essere stato amplificato e assumere un'importanza come fattore deposizionale in aree ristrette (canali) e protette dal moto ondoso (Reineck, 1972).

Coleman & Wright (1975) descrivono una sequenza stratigrafica di depositi formati in corrispondenza del delta del fiume Ord, un delta dominato da correnti tidali

(estuuario); in questa sequenza i due Autori descrivono sedimenti di canali tidali con base erosiva mostrandoci strutture indicanti direzioni delle correnti bidirezionali, passanti gradualmente ed in continuità di sedimentazione a depositi di piana tidale. Questa sequenza deposizionale ha una spiccata analogia con quella costituita dalla litofacies A, B e C qui descritta, confermando l'ipotesi deposizionale.

I depositi della Cava Arboschio riflettono un ambiente sedimentario genericamente deltizio influenzato da correnti tidali. A conclusioni analoghe erano giunti Carraro *et al.* (1982) che attribuirono questi depositi ad un ambiente marino intertidale dominato da canali e piane di marea ed interpretarono tutta la successione affiorante come appartenente ad un ciclo regressivo con diminuzione della granulometria verso l'alto.

Lungo la valle del Rio Maggiore, tra Cantarana e Ferrere, esistono altri affioramenti dell'Unità di Ferrere; questi ultimi, benchè per essi non sia stata eseguita un'attenta analisi di facies, sembrano rappresentare ambienti deposizionali dominati da moto ondoso e con scarsa influenza tidale. Non appare quindi verosimile estrapolare a tutta l'area dello stratotipo del "Villafranchiano" l'interpretazione deposizionale ipotizzata presso la Cava Arboschio. E' invece più realistico immaginare che quest'area corrispondesse ad una linea di costa piuttosto articolata, caratterizzata da non omogenei ambienti sedimentari: nelle aree protette (all'interno di estuari o alle spalle di isole barriera e barre sabbiose) la sedimentazione era dominata dalle correnti tidali, mentre nelle aree direttamente affacciate al mare il moto ondoso costituiva il principale meccanismo deposizionale.

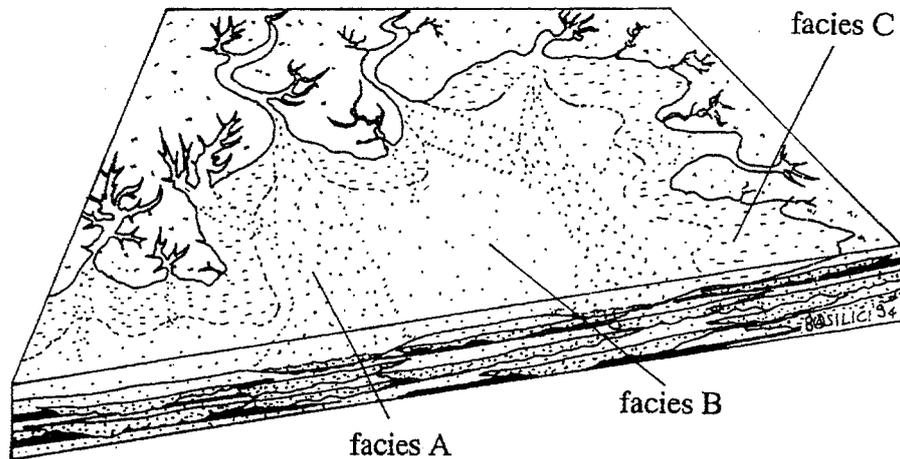
UNITÀ DI SAN MARTINO

Litostratigrafia (P. Boano & M. G. Forno)

Nell'area-tipo i sedimenti dell'Unità di San Martino mostrano una distribuzione generalizzata, essendo conservati su un'estensione di circa 90 km² (cfr. Tav. 1). Non sono presenti, per erosione, solo al margine nord-orientale dove affiorano la parte basale della successione villafranchiana (Unità di Ferrere) e i sottostanti termini

Fig. 24 - Stereogramma mostrandoci il sistema deposizionale dell'Unità di Ferrere presso la Cava Arboschio, corrispondente ad un fronte deltizio dominato dalle maree. Per la spiegazione si veda il testo.

Block-diagram showing the depositional system of the Ferrere Unit at the Arboschio Quarry, corresponding to tide-controlled deltaic area. For major details see text.



marini pre-villafranchiani; non sono osservabili inoltre nella Valle Cuneo, sviluppata al margine sudoccidentale dell'area-tipo e scarsamente incisa, dove risultano coperti dalle unità più recenti. Costituiscono un corpo sedimentario originariamente continuo interrotto solo in corrispondenza alle incisioni vallive. La vastità dell'areale di distribuzione, congiuntamente al notevole spessore, fa sì che questi sedimenti siano da considerare il termine meglio osservabile e di conseguenza più caratteristico e più noto dell'intera successione villafranchiana.

Nel Settore Settentrionale i sedimenti dell'Unità di San Martino sono osservabili nella fascia altimetrica tra 230 e 255 m a NE, in prossimità a Bric Ottanto, e tra 220 e 240 m a SW, in corrispondenza alla dorsale di Madonna di Casale; nel Settore Centrale sono distribuiti nella fascia altimetrica tra 185 e 215 m a NE, nel versante occidentale della Val Triversa in corrispondenza di Cascina Melona, e tra 175 e 200 m a SW, lungo i versanti dell'incisione del Rio di Dusino. Nel Settore Meridionale infine sono presenti nella fascia altimetrica tra 170 e 225 m a NW, nel versante destro della Val Stanavasso in corrispondenza a Cascina Crotino, e tra 280 e 325 m a SE, nella dorsale di Monte Serpe.

Nei Settori Settentrionale e Meridionale, sviluppati lungo i fianchi della Sinclinale di Asti, questi sedimenti costituiscono la fascia intermedia dei versanti; nel Settore Centrale, sviluppato in corrispondenza al settore assiale, sono invece conservati nella fascia inferiore: non è quindi osservabile la parte basale dell'unità, sepolta al di sotto dei sedimenti costituenti gli attuali fondovalle. Si osserva in particolare come la fascia altimetrica di distribuzione dei sedimenti dell'Unità di San Martino risulti sensibilmente diversa considerando il Settore Settentrionale e quello Centrale: tale situazione è imputabile al fatto che, al limite tra i due settori, questi sedimenti risultano dislocati dalla discontinuità strutturale indicata come Zona di faglia di Cascina Fagliaverde (cfr. §4.4).

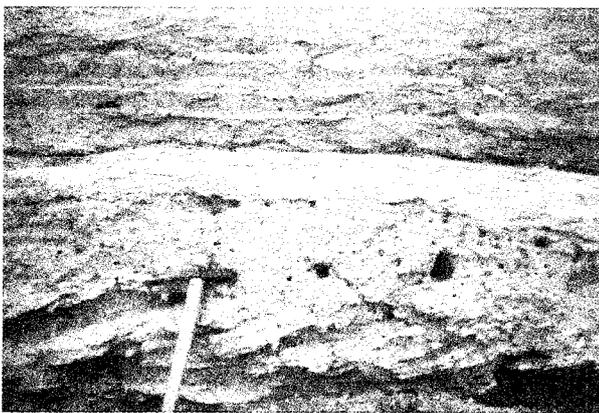


Fig. 25 - Nell'affioramento sviluppato 200 m a Ovest di Cascina Gamarina si osserva il limite netto tra i sedimenti sabbiosi con stratificazione incrociata e ricchi di frammenti di fossili marini, riferibili all'Unità di Ferrere, e i sedimenti siltosi con laminazione piano-parallela e ricchi di impronte di foglie, riferibili all'Unità di San Martino.

Abrupt boundary between the fossils-rich sand deposits of Ferrere Unit (cross-bedding) and the silty deposits with leaf imprints of San Martino Unit (planar-bedding) (200 m to the W of Cascina Gamarina).

I sedimenti dell'Unità di San Martino sono conservati a costituire un corpo lenticolare principale con spessore variabile tra 40 e 65 m, sviluppato nei Settori Centrale e Meridionale e interrotto verso NE dalla zona di faglia prima citata. Nel Settore Settentrionale, sviluppato a Nord di questa discontinuità, sono invece conservati a costituire un corpo lenticolare minore con potenza sensibilmente inferiore, variabile tra 5 e 20 m.

I sedimenti costituenti il corpo principale sono visibili nel loro spessore complessivo, affiorandone la base, nel Settore Meridionale e al margine nord-orientale di quello Centrale, sviluppati entrambi a quota maggiore e caratterizzati da più marcate incisioni: il valore massimo è stato riscontrato in corrispondenza alla dorsale di Cascina Sticca, in cui è impostata la cava della Fornace R.D.B., dove si ha uno spessore di circa 65 m considerando anche la parte di questa unità priva di affioramenti; valori più modesti, di circa 40 m, si hanno invece più a Nord in corrispondenza al versante di Cascina Melona dove la realizzazione di un pozzo idrico, al di sotto dell'affioramento esistente, ha consentito di valutarne lo spessore reale (Campanino *et al.*, 1994). Lo spessore complessivo di questo corpo è quindi maggiore nel settore assiale della Sinclinale di Asti e diminuisce progressivamente nelle aree marginali.

I sedimenti costituenti il corpo minore, affiorante nel Settore Settentrionale, sono anch'essi osservabili per il loro spessore complessivo: i valori risultano sensibilmente inferiori rispetto a quelli che caratterizzano il corpo principale e si rastremano progressivamente da SW verso NE, fino ad annullarsi immediatamente al di fuori dell'area-tipo. Anche per questo corpo minore gli spessori si riducono progressivamente verso le aree marginali della Sinclinale di Asti.

Nella maggior parte del Settore Centrale, sviluppato a quota inferiore e caratterizzato da incisioni meno profonde, è invece affiorante solo parte dello spessore complessivo: i valori osservabili per il corpo principale variano in genere tra 25 m, in corrispondenza alla dorsale di Cascina Viarengo, e 30 m, nel versante di Cascina San Martino. Nell'area marginale sudorientale infine, dove i sedimenti riferibili a quest'unità costituiscono la sommità dei rilievi, non essendo conservati quelli delle unità soprastanti (Unità di Cascina Gherba e di Mareto, cfr. *infra*), gli spessori del corpo principale risultano ridotti dall'erosione successiva e sono compresi tra 25 m, in corrispondenza dell'abitato di Aguggia, e 30 m, nella dorsale del Monte Serpe (cfr. Tav. 1).

In analogia con quanto osservabile per l'Unità di Ferrere, i sedimenti dell'Unità di San Martino che costituiscono il corpo principale risultano inclinati di circa 10°, verso SW nel Settore Centrale e verso NW in quello Meridionale; i sedimenti del corpo minore risultano anch'essi inclinati verso SW. Nell'insieme i due corpi sedimentari costituiscono quindi una struttura sinclinale ad asse con direzione E-W, debolmente inclinato verso Ovest (cfr. inserto B in Tav. 1).

Nelle aree in cui è osservabile la base, questi sedimenti poggiano su quelli dell'Unità di Ferrere: il contatto, essendo debolmente inclinato (10°) verso SW nel Settore Settentrionale e verso NW nel Settore Meridionale, affiora solo nelle aree marginali dove sono visibili i termi-

ni basali della successione. E' da sottolineare come questa inclinazione risulti confrontabile con quella del contatto tra l'Unità di Ferrere e i sottostanti sedimenti marini.

In genere il contatto è di natura stratigrafica ed appare netto, come si può osservare ad esempio negli affioramenti rispettivamente 200 m a SW di Madonna di Vignole e 200 m a Ovest di Cascina Gamarina (Fig. 25); in altri casi si ha un passaggio graduale sottolineato da ripetute alternanze, come nell'affioramento situato circa 200 m a Sud di Cascina Bric Porta, o si hanno interdifferenziazioni fra le due unità, come si può osservare negli affioramenti rispettivamente di Cascina Migliarina e di Cava Arboschio.

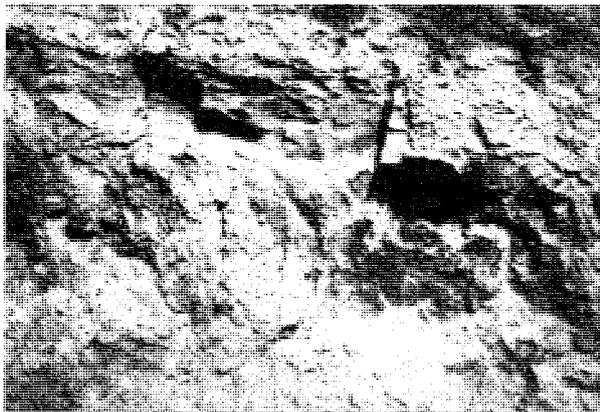


Fig. 26 - Tra i sedimenti dell'Unità di San Martino prevalgono le facies siltose, che risultano caratterizzate da un notevole addensamento: nell'affioramento ubicato 500 m a NW dell'abitato di Pangeri, si osservano alternanze di sedimenti rispettivamente privi di stratificazione e caratterizzati da laminazione piano-parallela centimetrica. Sono inoltre osservabili fratture subverticali con direzione media 120° .

Prevalence of highly-consolidated silty deposits in the San Martino Unit: alternating planar bedded and unstratified deposits affected by subvertical $N120^\circ E$ trending joints (500 m to the NW of Pangeri).

I sedimenti dell'Unità di San Martino sono osservabili in numerosi affioramenti con dimensioni ridotte e in alcuni fronti di cava che consentono l'esposizione di sezioni estese tra alcune decine e oltre un migliaio di m^2 , tra i quali ricordiamo i fronti di cava della Fornace R.D.B., di Cascina San Martino e di Cascina Melona.

Sono caratterizzati da una notevole variabilità di facies, essendo costituiti da ripetute alternanze a scala metrica, decimetrica e centimetrica, di sedimenti siltosi, siltoso-argillosi e sabbiosi minuti. Le differenze, valutabili tra affioramenti contigui o riconoscibili confrontando osservazioni effettuate in fronti successivi di una medesima cava, suggeriscono come la geometria delle alternanze, apparentemente tabulare nei singoli affioramenti, sia invece lenticolare a configurare una stratificazione incrociata in grande.

I sedimenti siltosi mostrano spesso una laminazione piano-parallela millimetrica: meno frequentemente presentano solo un accenno di laminazione o ne sono privi (Fig. 26). Contengono in genere una frazione carbonatica: localmente tale frazione è così rilevante da dare origine a intercalazioni marnose di spessore decimetrico.



Fig. 27 - Laminazione incrociata dei sedimenti sabbiosi riferibili all'Unità di San Martino (affioramento 400 m a NE di Cascina Damasia).

Cross-bedded sandy deposits of San Martino Unit (400 m to the NE of Cascina Damasia).

I sedimenti sabbiosi corrispondono in netta prevalenza a sabbie fini con laminazione incrociata planare o concava (Fig. 27): solo in alcuni affioramenti si osservano sabbie medie prive di laminazione e sabbie grossolane con laminazione incrociata concava; localmente sono visibili *ripples*.

I sedimenti sabbiosi sono di gran lunga subordinati rispetto a quelli siltosi, costituendo intercalazioni con spessore in genere compreso tra alcuni cm e 1 m: la modesta diffusione delle intercalazioni sabbiose e il loro ridotto spessore consentono, insieme ad altri elementi, di discriminare questi sedimenti da quelli delle Unità di Ferrere e di Cascina Gherba (cfr. *infra*), entrambe caratterizzate da corpi sabbiosi più potenti.

In corrispondenza ai limiti tra i sedimenti sabbiosi e quelli siltosi si hanno talvolta strutture da fuoriuscita d'acqua; al tetto dei sedimenti siltosi si riconoscono in rari casi *mud cracks* di dimensioni centimetriche sottolineati da riempimenti di *silt*.

In alcuni affioramenti distribuiti in tutta l'area-tipo si osservano sequenze di sedimenti ghiaioso-sabbioso-siltosi, sottolineate alla base da superfici d'erosione con andamento concavo: tali sequenze costituiscono corpi lenticolari con larghezza di alcuni metri e spessore compreso tra alcuni decimetri e alcuni metri. I sedimenti ghiaiosi, con laminazione incrociata concava, sono concentrati al di sopra alle superfici d'erosione, sottolineate appunto dalla disposizione dei ciottoli; sfumano verso l'alto a sedimenti sabbiosi caratterizzati da laminazione incrociata prevalentemente planare; al tetto talvolta si osservano sedimenti siltosi con laminazione piano-parallela.

Nell'area a Sud di Villafranca d'Asti, in corrispondenza a entrambi i versanti della Valle Maggiore, si osservano localmente sedimenti ghiaioso-sabbiosi con stratificazione incrociata concava in grande: particolarmente significativo è l'affioramento 250 m a SW dell'abitato di Morra. Costituiscono corpi lenticolari con estensione fino al centinaio di metri e spessore decametrico, separati dai depositi sottostanti tramite superfici di erosione ad andamento concavo; verso l'alto passano a sedimenti siltosi. I ciottoli, caratterizzati da elevato arrotondamento e media sfericità, hanno diametro prevalentemente compreso fra 2 e 4 cm; solo localmente si osservano

ciottoli con diametro fino a 10 cm. La matrice, in quantità subordinata, è costituita essenzialmente da sabbie grossolane.

I sedimenti dell'Unità di San Martino nel loro insieme mostrano un sensibile addensamento, particolarmente rilevante nei silt privi di laminazione (Fig. 26). Tale carattere, in assenza di fossili e di strutture sedimentarie, rappresenta l'elemento più significativo utilizzabile per distinguere questi sedimenti da quelli, sensibilmente meno addensati, della soprastante Unità di Maretto (cfr. *infra*). Il notevole addensamento è evidenziato dall'andamento dei tratti di versante impostati in questi sedimenti, che risultano sporgenti rispetto a quelli sviluppati nei sedimenti del Complesso Superiore.

I sedimenti dell'Unità di San Martino mostrano colore in genere grigio chiaro: solo in corrispondenza a scavi esposti per lungo tempo assumono colorazione giallobruna. All'interno dei sedimenti siltosi si osservano orizzonti di spessore decimetrico di colore grigio scuro (5Y 3/2 Munsell), ricchi di sostanza organica, caratterizzati da evidente fessurazione prismatica e dalla diffusione delle patine di argilla: al di sotto di questi orizzonti, per uno spessore di circa 1 m, si hanno concentrazioni di concrezioni carbonatiche con diametro centimetrico. Più raramente si osservano orizzonti di colore bruno privi di strutture sedimentarie, potenti tra alcuni decimetri e alcuni metri: sono anch'essi caratterizzati da fessurazione prismatica, dalla diffusione di patine di argilla e da concentrazioni di ossidi di manganese.

La frazione sabbiosa risulta costituita in netta prevalenza da granuli di quarzo, di K-feldspato, di carbonati e da lamelle di mica bianca (cfr. §4.6). I ciottoli che costituiscono i livelli ghiaiosi risultano costituiti, in ordine di abbondanza, da quarziti, quarziti conglomeratiche ("anageniti" *Auct.*), dolomie, calcari, gneiss, micascisti, gabbri e molto rare serpentiniti. Dove le condizioni degli affioramenti lo hanno permesso, sono state effettuate determinazioni sistematiche che hanno evidenziato le seguenti percentuali: quarziti (50%), quarziti conglomeratiche (20%), gneiss (10%), dolomie (10%), micascisti (6%), gabbri (3%) e serpentiniti (1%).

I sedimenti dell'Unità di San Martino risultano, tra i diversi termini della successione villafranchiana, quelli caratterizzati da un grado di deformazione locale decisamente più rilevante, evidenziato dalla diffusione di strutture deformative rappresentate da pieghe di dimensioni centimetriche e filoni sedimentari con altezza di alcuni decimetri (cfr. §4.4). Sono inoltre interessati da tre sistemi di fratture con estensione decimetrica: il primo, diretto mediamente N-S, è caratterizzato da una notevole dispersione variando fra 200° e 150° e da una sensibile inclinazione verso Est (80°); il secondo, con direzione mediamente 120°, mostra una sensibile inclinazione verso S (80°); il terzo, meno diffuso e con direzione media 50°, risulta circa verticale (cfr. §4.4).

I sedimenti dell'Unità di San Martino sono inoltre molto ricchi di fossili rappresentando il termine più fossilifero della successione villafranchiana e di conseguenza il più studiato dal punto di vista paleontologico.

Per ogni gruppo di resti fossili, verranno di seguito elencati, in ordine di abbondanza, i numerosi rinvenimenti descritti nella copiosa letteratura paleontologica e i

rinvenimenti effettuati nel corso del rilevamento geologico. Gli affioramenti fossiliferi più significativi riconosciuti durante il lavoro di campagna (cfr. Tav. 1) sono stati segnalati ai diversi studiosi che hanno contribuito alla revisione: per una descrizione più particolareggiata si rimanda rispettivamente al §4.5.1 per i vertebrati, ai §§4.5.2 e 4.5.3 per i resti paleobotanici, al §4.5.4 per i molluschi e al §4.5.6. per gli ostracodi.

Dai sedimenti descritti come appartenenti all'Unità di San Martino provengono i gusci di molluschi continentali rinvenuti da *Sismonda (1865) in diverse località dell'area-tipo e successivamente da *Sacco (1984; 1890) il quale descrisse, per l'area di Villafranca, circa venti nuove specie e da *Esu & Girotti (1991) nei depositi siltosi della cava della Fornace R.D.B.

Durante il rilevamento sono stati rinvenuti in numerosi affioramenti gusci di molluschi continentali (cfr. Tav. 1): risultano particolarmente diffusi all'interno dei depositi siltosi con laminazione pianoparallela e in corrispondenza agli orizzonti siltosi di colore grigio scuro prima descritti. I gusci appaiono sottili e parzialmente decarbonatati: hanno dimensioni comprese fra alcuni millimetri e circa 1 centimetro.

Numerosi sono in letteratura i rinvenimenti paleobotanici effettuati nei sedimenti di questa unità: tra questi si possono ricordare le impronte di foglie e di canne palustri rinvenute nella Cava Arboschio da *Pavia (1970), i pollini provenienti dalle Cave Cantarana, Arondelli, Crotono e Fornace R.D.B. studiati da *Francavilla *et al.* (1969; 1970) e *Francavilla & Tomadin (1970) e infine i pollini descritti nella cava di Fornace R.D.B. da *Lona (1971) e *Lona & Bertoldi (1972).

Durante il rilevamento in numerosi affioramenti sono stati rinvenuti macroresti vegetali caratterizzati da colore rosso-bruno o nero, legato ad un arricchimento di ossidi di ferro e di manganese (cfr. Tav. 1). In genere corrispondono a impronte di foglie appartenenti ad una vegetazione di latifoglie o a frammenti di canne palustri: particolarmente ricchi risultano i sedimenti siltosi caratterizzati da fitta laminazione pianoparallela.

Localmente si sono inoltre osservati frammenti di rami con lunghezza decimetrica e diametro di pochi centimetri e concentrazione di piccoli frustoli (cfr. Tav. 1): anche questi resti risultano sottolineati da una colorazione rosso-bruna o nera legata all'arricchimento di ossidi di ferro e di manganese. In alcuni affioramenti sono state rinvenute radici in posto, con dimensioni millimetriche: queste risultano spesso associate ai gusci di molluschi e concentrate al tetto degli orizzonti di colore grigio scuro prima descritti. Localmente si osservano inoltre orizzonti con spessore decimetrico ricchi di frammenti di tronchi e di rami fossili parzialmente lignizzati (cfr. Tav. 1): i frammenti hanno lunghezza variabile tra alcuni decimetri e alcuni centimetri e sono disposti a sottolineare l'andamento della stratificazione.

E' opportuno sottolineare la notevole diffusione sia dei gusci di molluschi continentali sia dei diversi tipi di macroresti vegetali: osservando la distribuzione dei resti fossili nell'area-tipo (cfr. Tav. 1) si può precisare che la maggior parte degli affioramenti dei sedimenti di questa unità contiene almeno un tipo di resto fossile. In numerosissimi affioramenti inoltre si ha l'associazione di più

resti e lo sviluppo di numerosi livelli contenenti lo stesso tipo di fossile sovrapposti: in quest'ultimo caso nella Carta geologica, per esigenze di spazio, lo stesso simbolo figura una sola volta (cfr. Tav. 1). Per esempio in corrispondenza ai fronti della cava di Fornace R.D.B., i resti prima descritti risultano associati. In particolare sono stati rinvenuti tredici orizzonti ricchi di molluschi continentali e otto ricchi di impronte di foglie. All'attuale base della cava, a circa 177 m s. l. m., è stato rinvenuto inoltre un ceppo in posizione di crescita con l'apparato radicale in posto: presentava altezza di circa 1 m e diametro del fusto maggiore di 50 cm ed era caratterizzato da colore nero per fenomeni di lignitizzazione. A circa 192 m, 15 m sopra l'attuale base della cava, è ancora attualmente riconoscibile un livello di spessore decimetrico ricco in frammenti di tronchi e di rami fossili, parzialmente lignitizzati.

Dai sedimenti riferibili all'Unità di San Martino provengono infine, gran parte dei resti di vertebrati rinvenuti nella successione villafranchiana e descritti in letteratura.

Da questi ultimi proviene ad esempio l'esemplare di *Stephanorhinus jeanvireti* rinvenuto nella Cava Crotino, descritto da *Baretti (1880a, 1880b) e successivamente da *Sacco (1895b) e denominato *Rhinoceros etruscus* Faic., var. *astensis*: pur essendo questa cava completamente obliterata, la sua ubicazione è ricostruibile utilizzando le fotografie originali di *Sacco (cfr. §3.1). Da sedimenti sabbiosi provengono anche i resti di *Anancus arvernensis* e di *Rhinoceros (Dicerorhinus)* sp. rinvenuti da *Pavia (1970) nel fronte superiore di Cava Arboschio (Litozone 3 e 5). Da sedimenti sabbioso-siltosi provengono invece i resti di *Mastodon arvernensis* rinvenuti da *Francavilla et al. (1970) nelle Cave Arondelli (attuale Cascina Damasia) e Crotino.

Sono noti anche altri rinvenimenti di vertebrati non ubicati con precisione ma avvenuti verosimilmente nei sedimenti di questa unità in quanto provenienti dal suo areale di distribuzione. In prevalenza si tratta di resti di mastodonti tra i quali lo scheletro completo e i resti di "*Mastodonte angustidente*", rinvenuti rispettivamente da *Sismonda (1851) e da *Baretti (1880a, 1880b), e i resti di *Tetralophodon arvernensis*, descritti da *Gastaldi (1860).

Anche i resti rinvenuti recentemente provengono in genere da intercalazioni sabbiose: tra questi si possono ricordare i resti di *Stephanorhinus jeanvireti* Guérin e di *Sus* cf. *minor* descritti in Val Traversa 150 m a Sud di Cascina Melona (*Campanino et al., 1994).

In sedimenti sabbiosi e ghiaiosi dell'Unità di San Martino sono stati rinvenuti nel corso del rilevamento resti di *Anancus arvernensis*, rispettivamente 300 m a SW dell'abitato di Morra e 300 m a Sud di Simonetti, di mesopiteco, 400 m a SW di Cascina Viarengo, di tartaruga, 200 m a Sud di Cascina Nicolini e in corrispondenza al fronte inferiore della cava di Fornace R.D.B., e infine di *Rhinoceros*, 200 m a SE di Cascina Oggero⁽¹⁸⁾.

Da sedimenti siltosi dell'Unità di San Martino proviene invece la fauna a micromammiferi descritta da *Berzi et al. (1970) in corrispondenza della Cava Arondelli (attuale Cascina Damasia).

Interpretazioni precedenti

I sedimenti dell'Unità di San Martino, definiti come tali e cartografati nella loro distribuzione areale nel corso del presente studio, sono stati descritti come facenti parte della successione-tipo del Villafranchiano da *Pa-reto (1865) e da tutti gli Autori successivi; geneticamente sono stati interpretati come legati ad un ambiente fluviale e fluvio-lacustre.

Nella seconda edizione del Foglio Geologico 69, "Asti", della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 (*Boni et al., 1970) e nelle relative note illustrative (*Boni & Casnedi, 1970) questi depositi sono stati assimilati alla formazione delle "Sabbie di Asti" e descritti come "*alternanze sabbioso-argillose*".

Sedimentologia (G. Basilici)

L'Unità di San Martino si sovrappone stratigraficamente ed in continuità di sedimentazione all'Unità di Ferrere, testimoniando il passaggio da un ambiente deposizionale marino costiero ad un ambiente continentale. Tra le sezioni studiate questo passaggio si osserva solo nella cava Arboschio ed appare brusco; tuttavia i dati di rilevamento indicano che, a scala regionale, il passaggio tra Unità di Ferrere e Unità di San Martino è localmente graduale e caratterizzato da interdigitazioni.

Nell'Unità di San Martino sono stati studiati quattro affioramenti: parte sommitale della cava Arboschio, cava R.D.B., Cascina San Martino (Fig. 28) e Cascina Melona. Lo spessore massimo direttamente misurato è di circa 38 m e corrisponde all'affioramento della cava R.D.B. Poiché il fronte appare in continua evoluzione, si riportano di seguito la quota s. l. m. e le coordinate della base della successione descritta: q. 177 m s.l.m.; coord. U.T.M. 32TMQ22807422.

L'Unità di San Martino è costituita quasi esclusivamente da depositi clastici. Per più della metà (63%) questa unità è formata da limi argillosi; sabbie e sabbie ghiaiose costituiscono il 33,6% e solo localmente si rinvenivano depositi organici (ligniti 0,4%) ed organogeni (carbonati lacustri 3%).

Le differenti litofacies sono state definite su ogni sezione studiata e poi sono state comparate l'una con l'altra, per estrapolarne i tipi più significativi.

Il limitato numero e la scarsa esposizione degli affioramenti non ha permesso una dettagliata analisi delle relazioni a scala regionale delle litofacies; lo studio sedimentologico è stato perciò focalizzato principalmente sui rapporti verticali tra le differenti litofacies e sulle loro relazioni laterali per una estensione laterale non superiore a 100 m.

L'analisi sedimentologica dei depositi ha portato a riconoscere nella Unità di San Martino quattro litofacies, definite anche in questo caso con codici alfabetici.

Canali distributori deltizi - litofacies A

Nelle sezioni studiate le esposizioni di questa facies sono estremamente sporadiche e circoscritte.

La facies A è formata da litosomi sabbiosi con base erosiva e spessore compreso tra 3 e 6 m. Sabbie medio-grossolane contenenti ciottoli costituiscono la parte

(18) Il primo resto è stato rinvenuto da P. Boano, i successivi tre da A. Mottura, il quarto da E. Martinetto, il quinto da M. Ponzi.

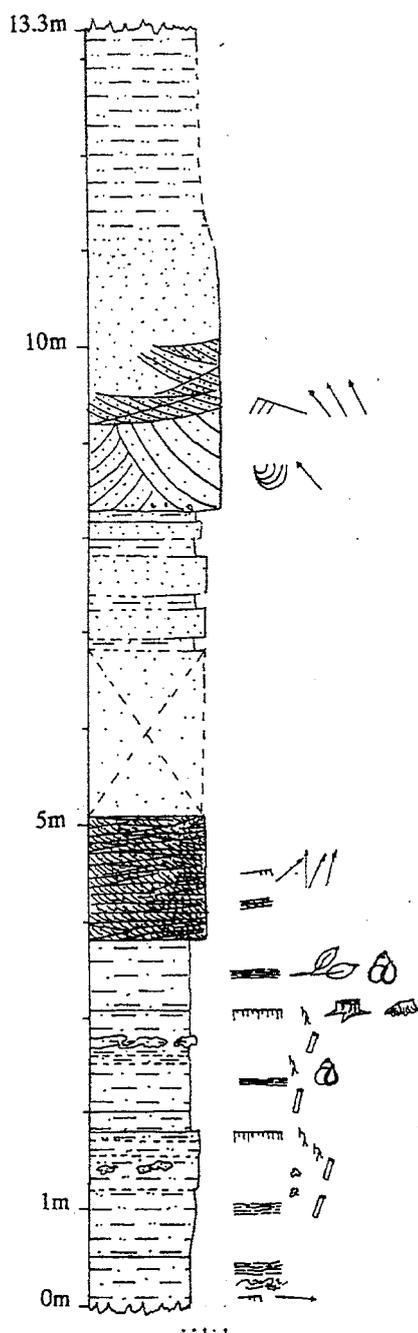


Fig. 28 - Sezione della Cascina San Martino, Unità di San Martino. La base del corpo sabbioso di q. 8,5 m circa è stata considerata la base dell'Unità di Cascina Gherba. Per i simboli vedi legenda in Figura 19.

Cascina San Martino section, San Martino Unit. The sandy body base at about the stratigraphic elevation of 8.5 mt was considered the base of the Cascina Gherba Unit. Symbols as in the legend of Fig. 19.

inferiore di questi corpi e passano verso l'alto a sabbie fini; la loro parte sommitale è in continuità di sedimentazione con limi argillosi sabbiosi attribuibili alla facies D (paleosuoli). Le sabbie mostrano stratificazioni incrociate concave con set alti fino ad 1 m alla base, che diminuiscono di dimensioni verso l'alto.

Al di fuori delle sezioni studiate sono sporadici gli affioramenti della facies A; uno di questi (Cascina Morra) è costituito da un corpo sabbioso ghiaioso che nella parte più alta mostra stratificazioni incrociate a grande scala e basso angolo, attribuibili a superfici di accrezione laterale.

Durante il presente studio in questa litofacies non sono stati mai trovati resti fossili.

Le dimensioni granulometriche, maggiori che nelle altre litofacies, la base erosiva e le stratificazioni incrociate concave, generate da dune tridimensionali (Harms & Fahnstock, 1965) testimoniano che le condizioni energetiche dei flussi deposizionali erano maggiori nella

facies A che in quelle circostanti.

L'assenza di fossili marini ed i contatti verticali con strati depositati in ambiente continentale ipotizzano per questa facies un analogo ambiente deposizionale.

Sono noti in ambienti deposizionali di piana deltizia corpi sabbiosi spessi in media 6 m, con base erosiva, in grande concava verso l'alto, gradati, mostrandoti stratificazioni incrociate concave alla base e superfici di accrezione laterale nella parte alta, interpretati come riempimento di canali fluviali ad alta sinuosità.

Benchè le condizioni di affioramento limitino l'analisi della facies A, la similitudine tra questi litosomi e quelli noti in letteratura giustifica l'attribuzione degli strati di questa facies a depositi di corpi canalizzati.

Aree allagate - litofacies B

Nelle sezioni della Cava R.D.B. (Fig. 29), Cascina San Martino e Cascina Melona la facies B è la più rappresentata; nella sezione della Cava Arboschio questa facies compare meno frequentemente, ma probabilmente ciò è condizionato dalla scarsa esposizione.

La facies B è formata da argille limose o limi argillosi di colore grigio bluastrò (cfr. Fig. 30), mostrandoti sottili alternanze ritmiche di lamine piano-parallele e continue lateralmente, evidenziate da differenti tonalità del grigio bluastrò. La loro genesi è legata a piccole differenze di granulometria e/o del contenuto organico.

Lo spessore medio delle lamine si aggira intorno al millimetro, ma a volte si osservano anche strati fino a 2 cm.

Spesso le lamine sono ondulate o convolute, come conseguenza di deformazioni post-deposizionali legate a rapida deposizione, aumento della pressione interstiziale e fluidificazione del sedimento.

La facies B contiene una ricca associazione fossilifera di acque dolci, tra cui sono riconoscibili gasteropodi (*Planorbarius*, *Viviparus*, *Valvata*), ostracodi e lamellibranchi dulcicoli. Alcuni strati mostrano anche una ricca associazione vegetale con foglie, semi e frutti. I resti fossili sono spesso integri, anche nelle loro parti più delicate; i lamellibranchi hanno frequentemente le valve ancora unite ed i gasteropodi hanno l'interno non riempito da materiale clastico; i gusci di entrambi non mostrano tracce di usura da trasporto.

Gallerie di bioturbazione sono estremamente rare: le poche sono concentrate nella parte alta degli strati di questa litofacies, al passaggio con strati della facies D.

Lo spessore medio dei depositi della facies B è di 50 cm; dove le condizioni di affioramento permettono una visione tridimensionale (Cava R.D.B.) gli strati mostrano una geometria tabulare.

Strati della facies B sono in contatto con strati della facies C (depositi di rotta) e D. Il passaggio a strati della facies C è costituito da una variazione della granulometria, senza che tuttavia superfici erosive segnino il contatto tra le facies. Depositi della facies B passano gradualmente verso l'alto a strati della facies D, mentre il passaggio inverso (facies D/facies B) è brusco.

Nella sezione della Cava Arboschio tra q. 32,2 e 34,4 m dalla base è stato osservato un deposito formato da limi carbonatici mostrandoti sottili strati e lamine, piano-parallele e continue. Nonostante i differenti caratteri lito-

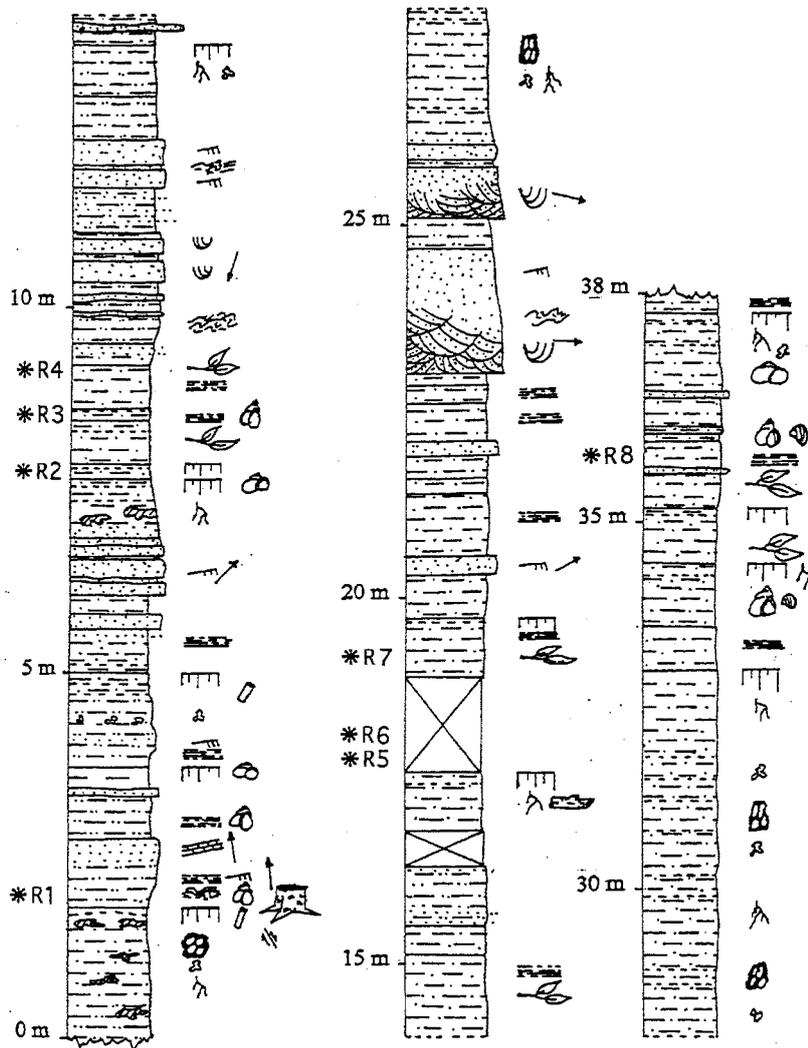


Fig. 29 - Sezione della cava R.D.B. (Villafranca d'Asti), Unità di San Martino. Per i simboli vedi legenda di Fig. 19.

Section of the R.D.B. quarry (near Villafranca d'Asti), S. Martino Unit. Symbols as in the legend of Fig. 19.

logici questi depositi sono attribuiti alla facies B perché con questa hanno analoghe strutture sedimentarie e analoghi rapporti con le altre litofacies.

La litofacies B rappresenta depositi formati in aree allagate (laghi o stagni) nelle zone comprese tra un canale e l'altro. Gli elementi principali che possono essere utilizzati per l'interpretazione deposizionale di questa facies sono la granulometria e le strutture sedimentarie. I depositi (limi argillosi o argille limose) non mostrano aspetti deposizionali legati a flussi di tipo gravitativo (per es. colate di fango) e la linearità, la continuità ed il parallelismo delle lamine riflette condizioni di sedimentazione per decantazione da un mezzo fluido sovrastante; affinché in qualsiasi ambiente deposizionale possa verificarsi la sedimentazione per decantazione di materiale argilloso o limoso è necessario che le condizioni energetiche di questo ambiente siano nulle o quasi.

I resti fossili e la mancanza di elementi indicanti emersione (pedogenesi, fessure di disseccamento, impronte di pioggia o di animali) testimoniano che

l'ambiente era costituito da acque dolci e stagnanti.

La colorazione grigio-bluastro del sedimento può essere messa in relazione con un alto contenuto di sostanza organica, indicato anche dall'ottimo stato di conservazione dei resti vegetali. Questi aspetti permettono di sostenere che l'ambiente, almeno al di sotto dell'interfaccia deposizionale, era chimicamente riducente. Tali particolari condizioni sono frequenti in ambienti di acque stagnanti, dove il poco ossigeno contenuto nell'acqua è rapidamente utilizzato dall'attività biologica e dall'ossidazione della sostanza organica.

Numerosi autori riconoscono in aree di intercanale di piane alluvionali o di piane deltizie, depositi argillosi siltosi interpretati come depositi lacustri. Gersib & McCabe (1981) descrivono depositi lacustri su piana inondabile, formati da argille e limo, con laminazioni prodotte da variazioni granulometriche: lamine argillose, più scure e con più alto contenuto di materiale organico, alternate a lamine più chiare e di granulometria più grossolana. Johnson (1984) associa a deposizione lacustre argille e limi, laminati e lateralmente continui, contenenti resti di piante ben conservati. Naylor *et al.* (1989) considerano come depositi lacustri argille limose, ritmicamente stratificate, simili a varve, contenenti lamine limose, gradate, spesse fino a 2 cm. Coleman & Prior (1980) scrivono che nelle piane deltizie di tutto il mondo tra i canali distributori sono estremamente frequenti corpi di acque dolci stagnanti, di norma in condizioni

anossiche. Sui fondi di questi laghi si depositano prevalentemente sedimenti argillosi grigio-bluastri contenenti lamine piano-parallele di limo, a volte deformate.

Nelle aree isolate dall'apporto clastico la deposizione di carbonato di calcio di origine organica o bioindotta sostituisce la sedimentazione dei limi argillosi.

Depositi di rotta fluviale - litofacies C

Litosomi sabbiosi, da grossolani a molto fini, costituiscono la litofacies C. Sulla base dei caratteri deposizionali e della loro geometria è possibile distinguere due diversi tipi (subfacies C1 e C2).

La subfacies C1 è costituita da sabbie, da grossolane a medie, contenenti ciottoli fini, gradati, con base brusca, ma non erosiva. Le sabbie sono organizzate in stratificazioni incrociate concave con set di altezza non superiore a 20 cm e con direzioni delle paleocorrenti a volte bipolari (cava R.D.B., q. 6,5 m; Fig. 29). Lo spessore degli strati varia da 1,2 m a 1,7 m. Nella Cava R.D.B.

è stato osservato un corpo di questa subfacies (q. 25,1÷26,1 m; Fig. 29), con una geometria tabulare, svilupparsi lateralmente per 150 m.

La subfacies C2 è formata da sabbie fini o molto fini, alternate a limi argillosi simili a quelli della litofacies B. Le sabbie formano strati di spessore da un centimetro a 25 cm; alla scala laterale di 10÷20 m, questi hanno forma di lenti piano-convesse. Gli strati sabbiosi di norma si appoggiano con base brusca, ma non erosiva, sui limi argillosi, ma a volte il passaggio è graduale.

La struttura sedimentaria più frequente è la laminazione incrociata, spesso con *set* rampicanti; alcuni strati sabbiosi mostrano alla base laminazioni piano-parallele seguite nella parte alta dello strato da laminazioni incrociate. Frequenti sono le lamine ondulate e convolute. Le paleocorrenti hanno valori unidirezionali.

Non sono stati mai rinvenuti resti fossili.

Nella porzione basale della cava R.D.B. è stato osservato un passaggio laterale ed in continuità di sedimentazione tra subfacies C1 e C2, che riflette una stretta relazione genetica tra i due tipi di depositi.

La litofacies C registra la deposizione, nelle zone allagate della piana deltizia, di rotte dai canali distributori. Gli elementi su cui è basata questa considerazione sono: a) base brusca degli strati sabbiosi, ma non erosiva; b) spessore degli strati sabbiosi non superiore a 1,7 m; c) piccole dimensioni delle strutture sedimentarie; d) strutture sedimentarie indicanti alti tassi di sedimentazione; e) alternanze con i depositi argilloso-limosi; f) variazione laterale dei caratteri sedimentari; g) relazioni verticali con i depositi dei laghi di intercanale.

La base brusca, non erosiva, legata solo ad una improvvisa variazione di granulometria è un carattere più volte descritto nei depositi di rotta fluviale. Questi ultimi possiedono base erosiva solo nella parte più prossimale dove sono ancora canalizzati (canali di rotta), mentre nella parte distale, dove il flusso si allarga (ventaglio di rotta) perdono carattere erosivo e la base è solo segnata da una brusca variazione di granulometria (Guion, 1984). Questo elemento, insieme al limitato spessore e alle dimensioni ridotte delle strutture sedimentarie, costituisce un carattere che li distingue da depositi di canale.

Le alternanze di strati più grossolani (sabbie) e strati più fini (limi argillosi) indicano un non costante flusso sedimentario. I primi si sono depositati durante i maggiori momenti di energia del sistema (piene fluviali o maree di energia particolarmente alta); i limi argillosi si sono formati per decantazione durante il progressivo abbassamento della piena e/o da acque stagnanti. La sottile e media stratificazione e soprattutto la presenza di interstrati fini caratterizza i depositi di rotta e li distingue dai depositi di canale.

In ambienti di piane di inondazione deltizie o alluvionali numerosi corpi sabbiosi mostranti sottili stratificazioni argillose sono stati interpretati come ventagli di rotta (Ghersib & McCabe, 1981; Ghosh, 1987). Fielding (1984a) osserva che corpi interpretati come depositi di rotta in una piana deltizia sono interessati da una complessa interstratificazione di litologie e suggerisce che la deposizione doveva essere intermittente.

La rotta di un canale distributore, sia questo legato ad un canale fluviale o di marea, trasporta all'interno

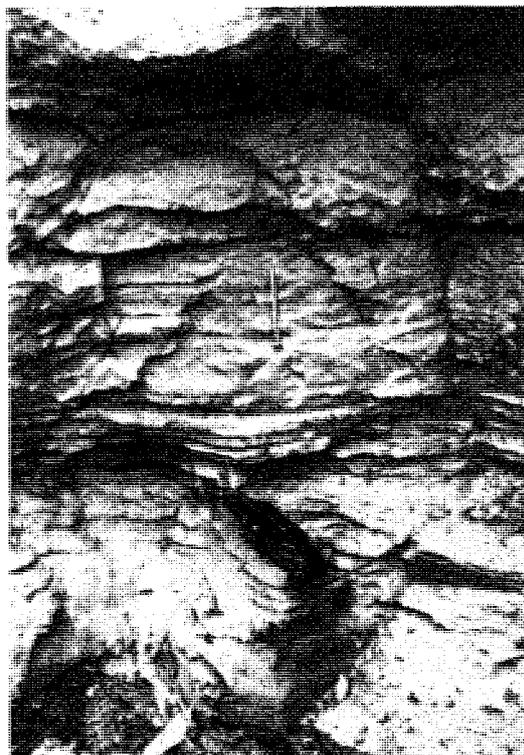


Fig. 30 - Argilla limosa caratterizzata da lamine piano-parallele e continue lateralmente (facies B), prodotte per processi di decantazione in acque tranquille e dolci, come indicato dai resti di molluschi. Il chiodo è lungo 7 cm.

Silty clay characterized by planar-parallel and continuous laminae (B facies); they result from settling processes in a low-energy fresh-water environment as testified by Mollusca fossils (nail is 7 cm-long).

dell'area di intercanale una grande quantità di acqua e sedimento. In tali condizioni i depositi che si formano registrano un alto tasso di sedimentazione, testimoniato da: a) laminazioni incrociate di tipo rampicante e b) lamine ondulate e convolute.

Le prime sono ritenute da molti Autori (Jopling & Walker, 1968; Ashley *et al.*, 1982) favorite da un alto tasso di sedimentazione del carico in sospensione. Le seconde sono connesse al fatto che il deposito prodotto da un'alta sedimentazione è molto ricco di acqua, che non ha avuto il tempo sufficiente per drenare, cosicché una piccola sollecitazione può aumentare la pressione interstiziale del fluido, fluidificare il sedimento e deformarlo.

Quando un flusso prima canalizzato entra in una zona lacustre di intercanale questo perde progressivamente energia espandendosi. La variazione di energia si riflette sulla natura del contatto basale, sulla granulometria dei sedimenti depositati, sulle strutture sedimentarie, sulla geometria e spessore del corpo. L'effetto principale di questo processo è la diminuzione, su brevi distanze, della granulometria e dello spessore dei depositi più grossolani, che, nella parte più distale, sono sempre più frequentemente intercalati a depositi lacustri fini. Tale aspetto è stato osservato nella parte inferiore della Cava R.D.B. dove depositi della subfacies C1 passano lateralmente a depositi della facies C2. Sulla base di queste osservazioni è possibile considerare la litofacies C1 co-

me deposito prossimale di rotta, mentre la litofacies C2 come deposito distale di rotta.

Effetti di maree nella generazione di depositi potrebbero essere ancora testimoniati da paleocorrenti dirette in senso opposto, tuttavia i dati sono tuttora insufficienti per fare ipotesi.

Paleosuoli - litofacies D

Nelle aree emerse, non soggette ad attiva sedimentazione, si sviluppavano processi pedogenetici.

I seguenti caratteri, legati direttamente o indirettamente ad attività pedogenetica, hanno permesso di attribuire la litofacies D ad un paleosuolo: mancanza di strutture sedimentarie; radici, delle quali è conservata la sostanza organica o solo tracce delle loro attività (tracce di radici con aloni grigiastri — *drab haloed root traces* di Retallack, 1988); bioturbazione animale e vegetale; resti di vertebrati terrestri (denti di roditori); gasteropodi terrestri; accumulo di sostanza organica, messo in evidenza dal colore scuro dell'orizzonte A di alcuni paleosuoli; organizzazione in orizzonti di differente colorazione; presenza di strutture pedogenetiche (figure pedogenetiche); noduli calcarei (calcinoli); screziature (*mottling*); superficie di slittamento (*slickensides*), cioè superfici di frattura e scorrimento legate a fenomeni di dilatazione e contrazione delle argille.

Sulla base di questi caratteri e dello spessore dei profili di paleosuoli è stato possibile distinguere due diversi tipi di paleosuoli, convenzionalmente qui chiamati D1 e D2.

I paleosuoli del tipo D1 sono costituiti da limi argillosi, hanno una colorazione da grigio bluastro scuro a grigio bluastro chiaro (dove non è stata modificata dall'alterazione epigenetica); lo spessore dei profili varia da 2 cm a 130 cm; in media è tra 20 e 50 cm (cfr. Fig. 31).

Nei profili più sviluppati (> 60 cm) si osservano spesso due orizzonti. L'orizzonte sommitale, identificabile come orizzonte A, ha uno spessore tra 1 a 30 cm, colore grigio bluastro scuro e mostra un'alta concentrazione di resti macroscopici vegetali (foglie, semi e resti lignei). A volte si osservano grandi radici del diametro superiore a 5 cm e ceppi di alberi in posizione vitale (cava R.D.B., q. 180 m; Fig. 29); in alcuni casi il contenuto di sostanza organica è

così alto che questo orizzonte forma uno strato di lignite. Gasteropodi palustri e a volte dulcicoli, sono contenuti in questo orizzonte. L'orizzonte inferiore è spesso tra 1 m e 35 cm, ha una colorazione grigio bluastro o grigio bluastro chiara, mostra screziature marroni rossastre (legate probabilmente ad alterazione epigenetica di noduli sideritici) e calcinoli, con concentrazione a luoghi fino al 70%.

Il paleosuolo del tipo D1 è in contatto verticale con i depositi della facies B ed in minima parte con quelli della facies C. Il contatto inferiore è definibile come chiaro o graduale (*sensu* Birkeland, 1984), contrassegnato da una progressiva scomparsa verso l'alto delle strutture sedimentarie e dalla comparsa di caratteri pedogenetici. Il contatto superiore del paleosuolo D1 è solo con depositi della facies B, con i quali ha sempre un passaggio abrupto, segnato dalla scomparsa improvvisa delle caratteristiche pedogenetiche e dalla comparsa di lamine piano-parallele.

Il carattere specifico di questi paleosuoli è l'idromorfia, messa in evidenza dalla conservazione di resti vegetali (foglie, radici, ceppi di alberi) e dal colore scuro del profilo, connesso sempre alla sostanza organica e a ferro allo stato ridotto.

Idromorfia (o *gleying*) è un carattere che si osserva in quei suoli che per tutto o per gran parte dell'anno sono saturi di acqua stagnante ed all'interno dei quali si instaurano condizioni chimiche riducenti. Per analogie con i suoli attuali anche i paleosuoli del tipo D1 rappresenterebbero quindi aree con una falda freatica molto prossima alla paleosuperficie topografica. Tuttavia non sempre la falda idrica era all'altezza del terreno: la presenza di calcinoli testimonia infatti che almeno per un certo periodo di tempo o per una parte dell'anno il profilo del suolo era sede di drenaggio.

Il brusco passaggio verso l'alto a depositi lacustri (litofacies B) e la presenza di ligniti (cava R.D. B., q. 1,8 m e q. 17,7 m; Fig. 29) riflettono un arresto dei processi pedogenetici per innalzamento del livello delle acque. Rapidi "annegamenti" dei suoli sono testimoniati da bruschi passaggi a depositi della litofacies B, mentre l'"annegamento" può essere considerato più graduale dove, al di sopra dell'orizzonte A, si osservano depositi di lignite testimonianti l'instaurazione di condizioni palustri.

Pur con un diverso grado di sviluppo, paleosuoli di questo tipo mostrano una spiccata immaturità, espressa dal ridotto

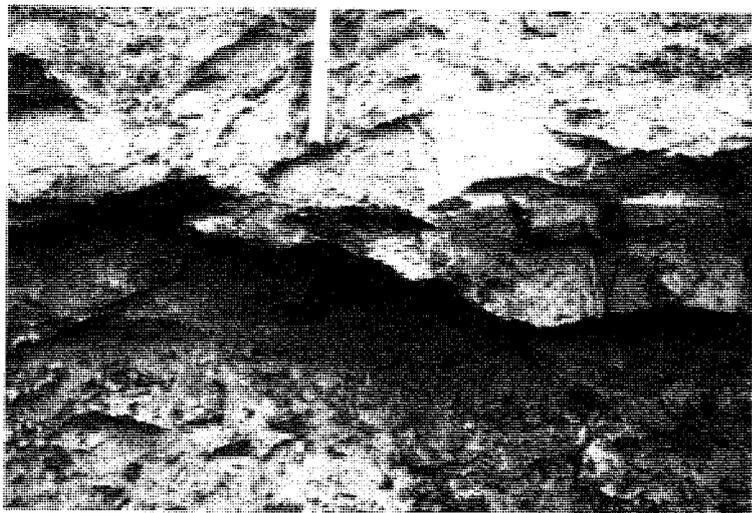


Fig. 31 - Lo strato più scuro, al di sotto del manico del martello, è interpretabile come un paleosuolo in una fase incipiente di formazione (facies D1); tale interpretazione è basata sulla presenza delle radici, gasteropodi pulmonati e sul colore più scuro, attribuibile a maggiore contenuto di sostanza organica. La sommità di questo paleosuolo incipiente è coperta da argille limose laminate (facies B), indicando un rapido "annegamento" del suolo. Il chiodo è lungo 7 cm.

Dark layer (beneath hammer handle) is interpretable as a paleosol at an incipient-forming stage (facies D1); interpretation is based on plant roots and pulmonate gasteropoda occurrences; dark color is due to higher organic contents. The top of paleosol is covered by laminated silty clays (facies B), which testify a soil quick drowning (nail is 7 cm long).

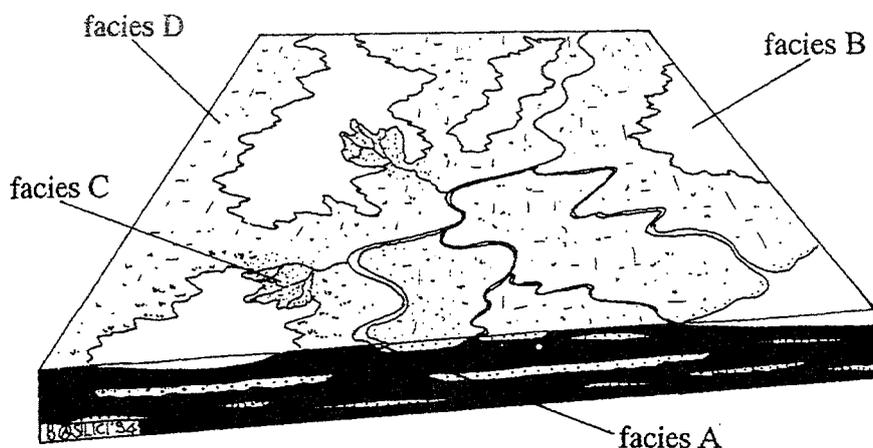


Fig. 32 - Sterogramma mostrante il sistema deposizionale della Unità di San Martino; questa unità si è deposita in una piana deltizia. Per dettagli si veda il testo.

Block-diagram showing the depositional system of the San Martino Unit; this unit was deposited onto a deltaic plain. For major details, see text.

spessore del profilo, che in alcuni casi è di pochi centimetri, dal mancato o limitato sviluppo di orizzonti e dall'assenza di strutture pedogenetiche (aggregati). Due sono i fattori che probabilmente hanno esercitato maggiore influenza su questa immaturità: a) brusche e frequenti variazioni ambientali legate all'innalzamento del livello delle acque, che annegando i suoli ne arrestavano la pedogenesi; b) stagnazione delle acque nel suolo, che non permettendo il movimento delle sostanze in sospensione o soluzione nel profilo, sfavorivano la differenziazione in orizzonti e quindi l'evoluzione dei suoli (Wright, 1989).

Nella Cava Arboschio (q. 17,7+20,7 m e q. 39,1+43,8 m; Fig. 19) e nella Cava R.D.B. (q. 26,6+32,1 m; Fig. 29) sono stati osservati profili di paleosuoli che mostrano orizzonti ben definiti e ben sviluppate strutture pedogenetiche. Questi paleosuoli non conservano sostanza organica e quindi non indicano condizioni di idromorfia.

I paleosuoli affioranti nella Cava R.D.B. sono costituiti da profili suddivisi in tre o quattro orizzonti, distinguibili per mezzo delle caratteristiche granulometriche e della colorazione (grigio bluastro chiaro e marrone giallastro). Negli orizzonti sottostanti a quello sommitale si osservano figure pedogenetiche costituite da pellicole grigio-bluastro chiare, di granulometria limoso-argillosa a sviluppo verticale, larghe tra 1 mm e 2 cm, che separano aggregati di colore marrone giallastro di dimensione tra 5 e 10 cm, costituiti da limi sabbiosi; gli aggregati hanno una geometria prismatica, sono grossolani o molto grossolani e sulla superficie di strato hanno la forma di poligono irregolare. All'interno delle pellicole sono presenti depositi di concrezioni carbonatiche e dendriti di manganese, che permettono di interpretarle come pellicole di illuviazione. Tracce di radici sono conservate semplicemente come aloni grigiastri intorno alla radice.

Questo tipo di paleosuoli testimoniano condizioni ambientali estremamente differenti da quelle dei paleosuoli del tipo D1: 1) il paleosuolo D2 si è formato in terreni ben drenati, quindi in assenza di idromorfia; 2) il paleosuolo D2 è più evoluto di quelli del tipo D1, perché il profilo ha uno spessore maggiore, è suddiviso in orizzonti ed ha figure pedogenetiche fortemente sviluppate; 3) l'intervallo caratterizzato dai paleosuoli D2 non mostra intercalate litofacies sedimentarie; queste ultime compaiono al disopra di esso, dove si intercalano nuovamente con paleosuoli del tipo D1.

Interpretazione deposizionale

L'Unità di San Martino si è deposita in un ambiente deposizionale continentale; questa affermazione è giustificata dai seguenti elementi: a) i corpi sabbiosi di maggiori dimensioni (facies A) sono stati riconosciuti come depositi formati all'interno di canali fluviali; b) i paleosuoli (facies D) si alternano frequentemente a tutti i depositi dell'unità studiata; c) nei sedimenti sono conservati resti fossili continentali (ossa di mammiferi terrestri, gasteropodi terrestri, gasteropodi e lamellibranchi dulcicoli, ceppi d'alberi *in situ*).

L'analisi di facies ha permesso di verificare che il sistema deposizionale dell'Unità di San Martino corrispondeva ad una piana deltizia (Fig. 32).

Le attuali piane deltizie sono interessate da processi deposizionali prevalentemente di tipo fluviale, condizionati soprattutto dal fatto che le acque raggiungono in quest'area il livello base. In una piana deltizia i sedimenti si originano principalmente per migrazione dei canali distributori e per periodiche esondazioni o rotture degli argini, che portano sedimento nella piana di inondazione occupata da bacini lacustri o paludi. I maggiori ambienti di deposizione comprendono canali fluviali, bacini lacustri, paludi e rotte fluviali, che spesso assumono la morfologia di piccoli delta.

I sedimenti più frequenti della Unità di San Martino si sono formati in ampie distese di acque dolci e stagnanti (litofacies B), con profondità inferiori a 10 m, secondo quanto ipotizzabile dalla frequenza con cui questi depositi si alternano a paleosuoli. In seguito a fenomeni di rotta fluviale, in queste aree allagate giungevano grandi quantità di sedimenti grossolani che costruivano corpi larghi e piatti (ventagli di rotta - litofacies C) e che diminuivano di granulometria allontanandosi dal punto di rotta. Facies analoghe a queste sono state descritte in ambienti deposizionali deltizi attuali (Elliot, 1974) ed antichi (Fielding, 1984a; 1984b; 1986).

Depositi da canali distributori non sono molto frequenti nell'Unità di San Martino e soprattutto sono scarsamente affioranti. La migliore esposizione esaminata (Cascina Morra) riflette la deposizione in canali sinuosi.

Idromorfia e frequenti alternanze con depositi lacustri (facies B) sono le principali caratteristiche dei paleosuoli D1 e ben si inquadrano con l'ambiente deposizionale della piana deltizia. Nella parte emersa di un delta il livello della falda acquifera è molto prossimo al suolo, condizionando lo sviluppo di suoli idromorfi. Poiché

aree emerse sono soggette ad un veloce abbassamento, legato principalmente a consolidazione dei depositi sottostanti, frequentemente il livello della falda sale fino ad "annegare" i suoli e a trasformare l'ambiente in un bacino lacustre, come testimoniato nell'Unità di San Martino dalle alternanze tra facies D1 e B.

Paleosuoli più maturi ed indicanti parziali condizioni di drenaggio (cava Arboschio, paleosuoli D2) possono essere messi in relazione a pedogenesi in zone leggermente rialzate sulla piana deltizia, per esempio al di sopra di un deposito di canale sabbioso abbandonato.

Un caso particolare è rappresentato da una successione di profili di paleosuoli nella cava R.D.B. tra q. 26,6 m e q. 32,1 m (Fig. 29). Questa successione testimonia condizioni di pedogenesi drenanti ed ossidanti.

E' probabile che questa successione rifletta una brusca e momentanea variazione del sistema ambientale deltizio. Tuttavia, a questo stadio della ricerca, non è possibile conoscere se questo fenomeno avesse avuto un'importanza locale o regionale e se possa essere attribuito: 1) ad un momentaneo spostamento dell'asse deposizionale deltizio, con conseguente abbassamento della falda e isolamento dall'apporto sedimentario, oppure 2) ad un generale abbassamento relativo del livello base, connesso a processi tettonici o eustatici.

Besly & Fielding (1989) descrivono in un sistema deltizio paleosuoli analoghi e ne attribuiscono la genesi ad una combinazione di subsidenza differenziale e progradazione delle facies; la loro interpretazione è tuttavia avvalorata dall'osservazione che questi paleosuoli hanno frequenti intercalazioni con quelli idromorfi e mostrano passaggi diacroni tra un tipo di paleosuolo e l'altro. Nel caso della cava R.D.B. questa successione di paleosuoli sembra invece avere una precisa collocazione stratigrafica e non intercalarsi mai a paleosuoli o a depositi di piana deltizia; come ipotesi di lavoro è quindi possibile immaginare che questo aspetto sia legato ad un fenomeno regionale più che locale.

In un ambiente deltizio i sedimenti subiscono progradazione, verso mare, e retrogradazione, verso terra, sotto forma di grandi lobi, anche di grandi estensioni (dell'ordine delle centinaia di km²; Coleman, 1988).

Nella successione sedimentaria studiata i depositi della piana deltizia (Unità di San Martino) si appoggiano direttamente su sedimenti del fronte deltizio, dominato da maree (Unità di Ferrere), lasciando supporre che l'area studiata sia stata interessata da un unico evento di progradazione del sistema deltizio. Non si può tuttavia escludere che quest'assetto stratigrafico possa essere l'effetto della progradazione di un solo lobo deltizio, mentre nelle aree circostanti altri lobi erano in fase di retrogradazione. Questa circostanza appare in accordo con le numerose interdigitazioni tra le due unità riconosciute nel corso del rilevamento.

Superficie di Cascina Viarengo (P. Boano & M.G. Forno)

La Superficie di Cascina Viarengo costituisce una netta separazione erosionale sviluppata tra i sedimenti del Complesso Inferiore e quelli del Complesso Superiore. Nell'area-tipo mostra distribuzione generalizzata essendo conservata su una estensione di 80 km²: solo

ai margini nordorientale e sudorientale appare asportata dall'erosione successiva.

Nel Settore Settentrionale è sviluppata a 265 m verso Nord, in corrispondenza a Bric Ottanto, e a 240 m verso Sud, in corrispondenza alla dorsale di Madonna di Casale. Nel Settore Centrale è compresa fra 215 m verso Nord, ad esempio lungo la dorsale di Cascina Viarengo, e 185 m verso Sud, in corrispondenza ai versanti del Rio di Dusino. Infine nel Settore Meridionale è sviluppata tra 220 m verso Nord, ad esempio nella dorsale di Cascina Sticca, e 280 m verso Sud, nella dorsale di Cascina Frè.

All'interno dell'area studiata mostra di aver avuto una distribuzione originariamente continua, essendo interrotta solo in corrispondenza alle attuali incisioni vallive. Questa superficie affiora a quote più elevate sui fianchi della Sinclinale di Asti e a quote inferiori nel settore assiale della stessa struttura; nel Settore Settentrionale ed in quello Centrale non appare però distribuita a quote congruenti. Questa circostanza è secondo ogni evidenza imputabile alla dislocazione indotta, al limite tra i due settori, dalla Zona di faglia di Cascina Fagliaverde: il rigetto complessivo è di circa 25 m (cfr. §4.4).

La Superficie di Cascina Viarengo è osservabile solo localmente in corrispondenza a rari affioramenti che mettono in luce il limite tra i due complessi: essa appare particolarmente ben esposta al margine nordoccidentale dell'area-tipo, ed in particolare nel settore circostante l'abitato di Savi (300 m a NW, 250 m a SW e 650 m a Ovest dell'abitato); gli affioramenti più significativi sono ubicati 600 m a SW di Cascina Viarengo, immediatamente a Nord di Cascina San Martino (rispettivamente Stop 5 e 6 in *Basilici *et al.*, 1994) e 400 m a Sud di Cascina Monsotto (cfr. *infra*, Fig. 38).

Questa importante discontinuità erosionale localmente appare sensibilmente ondulata: nell'affioramento 600 m a SW di Cascina Viarengo si osservano depressioni con profondità di circa 50 cm, sottolineate da un orizzonte carbonatico di spessore centimetrico (figura 10 in *Basilici *et al.*, 1994); in altri casi appare invece sub-pianeggiante, come nell'affioramento di Cascina San Martino (Fig. 33). L'esistenza di ondulazioni a scala anche maggiore è suggerita dalla modesta differenza di quota riconoscibile tra affioramenti limitrofi: si possono quindi ipotizzare ondulazioni con ampiezza di alcuni metri.

La Superficie di Cascina Viarengo, caratterizzata da una inclinazione di pochi gradi verso Sud nel Settore Settentrionale ed in quello Centrale e verso Nord nel Settore Meridionale, separa i sedimenti del Complesso Inferiore da quelli del Complesso Superiore. In particolare i sedimenti del Complesso Inferiore mostrano una inclinazione di circa 10° verso SW, nei Settori Settentrionale e Centrale, e verso NW, nel Settore Meridionale; i sedimenti del Complesso Superiore mostrano invece una inclinazione di circa 5° verso Sud, nei Settori Settentrionale e Centrale, e verso Nord, nel Settore Meridionale, quindi analoga a quella della superficie di erosione. La superficie descritta segna quindi una discordanza angolare tra i due complessi sedimentari riconosciuti (cfr. inserto B in Tav. 1): il primo costituisce una blanda sinclinale con asse diretto E-W e inclinato verso Ovest; il secondo costituisce una sinclinale ancora meno accentuata con asse pure diretto E-W ma suborizzontale.



Fig. 33 - L'affioramento di Cascina San Martino é costituito nella parte inferiore dai sedimenti prevalentemente siltosi dell'Unità di San Martino (Complesso Inferiore) caratterizzati da laminazione piano-parallela e da notevole addensamento; nella parte superiore, arretrata rispetto la sottostante, si osservano sedimenti sabbiosi dell'Unità di Cascina Gherba (Complesso Superiore) con stratificazione incrociata concava e minor addensamento: i due complessi appaiono separati dalla Superficie di Cascina Viarengo.

The lower part of Cascina San Martino outcrop shows highly-consolidated silty deposits (planar-parallel bedding) of the San Martino Unit (Lower Complex). The upper part (backward to the lower) shows sandy deposits of Cascina Gherba Unit (Upper Complex). The Cascina Viarengo Surface separates the two complexes.

Nella maggior parte degli affioramenti la discordanza angolare sviluppata tra i due complessi non è percepibile direttamente: la mancata evidenza è legata, oltre che al modesto angolo di discordanza, alla ridotta estensione degli affioramenti e alla loro intersezione casuale rispetto alla giacitura degli strati. L'unico affioramento che consente di osservare direttamente la discordanza è situato in Val Pincana, a Est di San Paolo-Solbrito, 400 m a Sud di Cascina Monsotto: l'affioramento, con estensione di oltre 200 m², è sviluppato circa parallelamente all'immersione degli strati (cfr. *infra* Fig. 38).

Il fatto che questa superficie segni una discordanza angolare assume una notevole importanza nella sua interpretazione: rappresenta infatti il principale elemento che consente di riconoscerne la natura regionale e quindi di discriminarla dalle numerose superfici di erosione con importanza locale presenti nella successione. L'importanza regionale della superficie è emersa solo effettuando il rilevamento geologico esteso all'intera area-tipo: prescindendo da queste osservazioni, la Superficie di Cascina Viarengo ha invece un aspetto almeno apparentemente confrontabile con quello delle numerose superfici di erosione locali. L'importanza di questa discontinuità è inoltre sottolineata dall'assenza di rapporti di interdigitazione tra i sedimenti dei due complessi sopra- e sottostanti, interdigitazioni invece riconosciute in corrispondenza agli altri limiti entro la successione stratigrafica.

Oltre a quanto esposto finora, si può osservare che la superficie descritta segna il passaggio tra sedimenti con caratteristiche differenti sia per quanto riguarda il contenuto paleontologico, estremamente abbondante nei sedimenti del Complesso Inferiore e praticamente

assente in quello Superiore, sia per il grado di addensamento e di deformazione, anch'essi sensibilmente maggiori nei sedimenti del Complesso Inferiore (cfr. §4.4).

Nell'area-tipo la Superficie di Cascina Viarengo risulta sempre modellata nei sedimenti dell'Unità di San Martino: il fatto che essa tronchi a livelli diversi i vari termini di questa unità, che mostrano spessori sensibilmente variabili arealmente, oltre ad indicarne la natura discordante, suggerisce che essa abbia asportato localmente un notevole spessore di sedimenti. A riprova di questa ipotesi, si anticipa che i dati forniti dalla caratterizzazione geotecnica dei sedimenti dell'Unità di San Martino indicano che, nel punto in cui è stato effettuato il campionamento, lo spessore asportato è pari ad alcune decine di metri (cfr. §4.10).

Interpretazioni precedenti

Nei lavori precedenti questa superficie non è mai stata riconosciuta: sono descritte invece alcune delle superfici di erosione di significato minore riscontrate all'interno dei sedimenti del Complesso Inferiore (*Francavilla *et al.*, 1969; *1970; *Francavilla & Tomadin, 1970; *Carraro *et al.*, 1982).

Complesso Superiore

Analogamente al Complesso inferiore, anche il Complesso Superiore risulta costituito da due unità, dal basso verso l'alto: a) l'Unità di Cascina Gherba e b) l'Unità di Mareto.

UNITÀ DI CASCINA GHERBA

Litostratigrafia (P. Boano & M.G. Forno)

I sedimenti dell'Unità di Cascina Gherba, che costituiscono il termine basale del Complesso Superiore, hanno nell'area-tipo una distribuzione generalizzata coprendo una superficie di circa 80 km²; mancano invece, per erosione, ai margini nordorientale e sudorientale, modellati nei sedimenti marini e nei termini inferiori della successione villafranchiana. All'interno dell'areale di distribuzione questi sedimenti costituiscono un corpo sedimentario originariamente continuo, interrotto solo in corrispondenza alle incisioni fluviali. In particolare nel Settore Settentrionale costituiscono la fascia altimetrica compresa fra 255 e 275 m a Nord, in corrispondenza alla dorsale di Bric Ottanto, e tra 240 e 265 m a Sud, come si osserva nella dorsale di Madonna di Casale. Nel Settore Centrale costituiscono la fascia tra 215 e 260 m a Nord, come ad esempio nella dorsale di Cascina Viarengo, e tra 200 e 210 m a Sud, in corrispondenza alla dorsale di Madonna di Volpiglio. Nel Settore Meridionale occupano invece la fascia altimetrica compresa tra 225 e 235 m a Nord, considerando il versante sinistro della Val Stanavasso in corrispondenza a Cascina Crotino, e tra 225 e 260 m a Sud, lungo i versanti della Val Cuneo a Ovest di San Sebastiano.

Nei Settori Settentrionale e Meridionale, modellati nei fianchi della Sinclinale di Asti, i sedimenti dell'Unità di Cascina Gherba costituiscono le dorsali più rilevate: non essendo presenti i sedimenti dell'Unità di Mareto, rappresentano il termine sommitale della successione



Fig. 34 - Stratificazione incrociata concava dei sedimenti sabbioso-ghiaiosi dell'Unità di Cascina Gherba (affioramento ubicato 200 m a NE di Cascina Volpiano) (Stop 8 in *Basilici et al., 1994).

Concave cross-bedding in gravel-sandy deposits of Cascina Gherba Unit (200 m to the NE of Cascina Volpiano) (Stop 8 in Basilici et al., 1994).

villafranchiana. Nel Settore Centrale, modellato in corrispondenza al settore assiale della stessa sinclinale, costituiscono invece la fascia intermedia dei versanti, dove affiorano al di sotto dei soprastanti sedimenti dell'Unità di Mareto.

Analogamente a quanto avviene per i termini del Complesso Inferiore, la base dell'Unità di Cascina Gherba, corrispondente alla Superficie di Cascina Viarengo, al limite tra il Settore Settentrionale e quello Centrale, subisce una brusca variazione altimetrica in relazione alla presenza della Zona di faglia di Cascina Fagliaverde (cfr. §4.4).

I sedimenti dell'Unità di Cascina Gherba sono conservati a costituire un corpo lenticolare principale, con spessore variabile tra 5 e 45 m, sviluppato nei Settori Centrale e Meridionale: lo spessore risulta relativamente costante nella maggior parte dell'areale di distribuzione, variando tra i 5 e i 15 m; solo ai margini settentrionale e meridionale subisce un brusco aumento e raggiunge valori di 35 e 45 m. In questi settori l'Unità di Cascina Gherba rappresenta l'unico termine del Complesso Superiore: il suo notevole spessore ai margini, confrontabile con quello dell'intero complesso, è connesso con la chiusura laterale (verso Nord e verso Sud) dei sedimenti dell'Unità di Mareto, con i quali mostra un rapporto di eteropia di facies. Nel Settore Settentrionale, sviluppato a NE della Zona di faglia di Cascina Fagliaverde, questi sedimenti costituiscono un corpo lenticolare di spessore minore, variabile tra 20 e 25 m.

Le potenze sono quindi complessivamente minori nel settore assiale della Sinclinale di Asti e aumentano

notevolmente lungo i fianchi, dove questi sedimenti non sono conservati però con il loro intero spessore in quanto troncati dall'erosione successiva.

I sedimenti che costituiscono il corpo principale risultano blandamente inclinati, di circa 5°, verso Sud nel Settore Centrale e verso Nord nel Settore Meridionale; i sedimenti del corpo minore risultano anch'essi debolmente inclinati verso Sud: nell'insieme i due corpi sedimentari costituiscono quindi una sinclinale con asse suborizzontale a direzione E-W, la cui base è dislocata dalla Zona di faglia di Cascina Fagliaverde (cfr. inserto B in Tav. 1).

I sedimenti dell'Unità di Cascina Gherba poggiano sulla Superficie di Cascina Viarengo, a sua volta modellata nei sedimenti del Complesso Inferiore e corrispondente ad una modesta discordanza angolare (Fig. 38): come si è ricordato, questa superficie mostra una distribuzione generalizzata a tutta l'area-tipo.

Gli affioramenti dei depositi di questa unità sono, come si è detto, molto localizzati e di altezza modesta (cfr. §4.3): questi sedimenti infatti non sono sede di cave stabili ma sono solo interessati saltuariamente da prelievi di materiale. Gli affioramenti sono ubicati essenzialmente in corrispondenza alle testate dei corsi d'acqua secondari, spesso impostate alla base di questa unità; in numerosi casi, inoltre, gli affioramenti coincidono con piccole nicchie di distacco di frane localmente presenti⁽¹⁹⁾, legate alla presenza di sorgenti.

Tanto lo sviluppo delle testate dei corsi d'acqua quanto la diffusione delle nicchie di distacco sottolineano quindi la presenza di questa unità: entrambe le osservazioni consentono di effettuare una interpolazione attendibile anche nei casi in cui sono presenti scarsi e ridotti affioramenti. E' da sottolineare che la maggior parte delle numerose frane di modesta estensione verificatesi nell'area-tipo in seguito all'evento alluvionale del novembre 1994, si è prodotta in questi sedimenti (cfr. §4.3): si tratta prevalentemente di fenomeni di fluidificazione, tipologia di dissesto caratteristica di formazioni con modesto grado di addensamento come sono appunto l'Unità di Cascina Gherba e l'Unità di Mareto.

L'Unità di Cascina Gherba è costituita da sedimenti sabbiosi e sabbioso-ghiaiosi, caratterizzati da stratificazione incrociata concava a grande scala: solo localmente la stratificazione non è osservabile. Questi sedimenti poggiano su superfici di erosione concave in grande, caratterizzate da depressioni minori larghe in genere alcuni metri (Fig. 34): talvolta al di sopra di queste superfici si sviluppano successioni metriche di sedimenti progressivamente più fini verso l'alto, sottolineate da una gradazione della frazione sabbiosa e ghiaiosa e dalla presenza, nella parte superiore, di corpi lenticolari siltosi con spessore centimetrico.

Arealmente prevalgono i sedimenti sabbiosi; solo ai margini settentrionale e meridionale sono diffusi sedimenti contenenti una modesta frazione ghiaiosa: i ciottoli mostrano diametro variabile tra 2 e 5 cm e appaiono ca-

(19) Si ricorda che gli affioramenti ubicati in corrispondenza a nicchie di distacco risultano particolarmente effimeri e obliterati dalla crescita della vegetazione nell'ambito di pochi mesi (cfr. §4.3).

ratterizzati da elevato arrotondamento e media sfericità. Localmente le superfici di stratificazione sono sottolineate dalla distribuzione di *clay-chips* di dimensioni centimetriche, come ad esempio lungo l'incisione della Valle di Mareto nell'affioramento 50 m a SW di Case Beltramo (Stop 7 in *Basilici *et al.*, 1994).

Questi sedimenti mostrano in genere, in prossimità della superficie di appoggio basale, un orizzonte carbonatico di spessore centimetrico legato alla concentrazione dei carbonati in corrispondenza al contatto con i sedimenti dell'Unità di San Martino, caratterizzati da minore permeabilità. In alcuni affioramenti risultano interessati invece da una intensa cementazione carbonatica, responsabile della formazione di livelli arenacei con spessore fino ad un metro: tali livelli sottolineano il limite con i sovrastanti sedimenti siltosi dell'Unità di Mareto, come ad esempio nell'affioramento situato 50 m a SW di Case Beltramo (Stop 7 in *Basilici *et al.*, 1994).

I sedimenti dell'Unità di Cascina Gherba mostrano colore prevalentemente grigio: solo molto localmente si osservano concentrazioni di ossidi di ferro e di manganese, a evidenziare la stratificazione. Presentano un grado di addensamento modesto a cui sono connessi la debole acclività dei tratti di versante sviluppati in questa unità e la rapida obliterazione delle scarpate naturali o artificiali.

La frazione sabbiosa risulta costituita prevalentemente da quarzo, mica bianca, carbonati, K-feldspato e da percentuali variabili di altri minerali (cfr. §4.6).

I ciottoli rinvenuti all'interno di questi depositi sono costituiti in netta prevalenza da quarziti e quarziti conglomeratiche ("anageniti" *Auct.*) e subordinatamente da gneiss, micascisti, gabbri, dolomie e da rarissime serpentiniti.

I sedimenti dell'Unità di Cascina Gherba sono caratterizzati solo molto localmente dalla presenza di strutture deformative che risultano molto meno diffuse ed evolute rispetto a quelle osservate nel Complesso Inferiore: esse sono rappresentate da superfici di frattura irregolari con estensione decimetrica (cfr. §4.4).

In rari affioramenti, come ad esempio 50 m a SW di Ca' Nuova, mostrano superfici di frattura irregolari con estensione decimetrica, caratterizzate da andamento ondulato: tali superfici sono subverticali e hanno direzione prevalentemente compresa tra 110° e 130° (cfr. §4.4). La presenza talvolta di sottili riempimenti di sabbia di colore grigio chiaro dimostra la natura distensiva delle fratture: non si sono osservate strutture di tipo compressivo.

Confrontando il contenuto fossilifero del Complesso Inferiore con quello del Complesso Superiore, si nota come quest'ultimo sia nettamente minore: questa circostanza, se in una certa misura è connessa con il modesto grado di affioramento, prevalentemente è legata all'effettiva scarsità dei resti (cfr. §4.3). Tra i rinvenimenti effettuati in passato, non è noto con certezza alcun resto proveniente dai sedimenti dell'Unità di Cascina Gherba. E' però probabile che alcuni dei denti di elefanti conservati nel Museo di Torino e rinvenuti nel tratto della trincea ferroviaria compreso tra Dusino e San Paolo-Solbrito (cfr. *Gastaldi, 1860; Falconer in *Murchison, 1868; *Pohlig, 1888; *Zuffardi, 1913; *Deperét & Mayet, 1923; *Dal Piaz, 1932) fossero contenuti nei sedimenti dell'Unità di Cascina Gherba (cfr. §4.5.1).

Interpretazioni precedenti

L'Unità di Cascina Gherba, definita come tale e cartografata nella sua distribuzione areale nel corso del presente studio, comprende la parte medio-alta, anche se non differenziata specificamente, della successione-tipo del Villafranchiano descritta da *Pareto (1865). Questi depositi non sono stati distinti dagli altri termini della successione villafranchiana anche dagli Autori successivi che hanno preso in esame l'intera area-tipo (*Sacco, 1890; *Gabert, 1962; *Carraro *et al.*, 1982). Nella seconda edizione del Foglio 69, "Asti", della Carta Geologica d'Italia (*Boni *et al.*, 1970) e nelle relative note illustrative (*Boni & Casnedi, 1970) sono stati invece differenziati dai sedimenti del Complesso Inferiore e riuniti, con quelli della sovrastante Unità di Mareto, ai Depositi Fluviali Terrazzati Post-villafranchiani, sotto la denominazione di "Fluviale e fluvio-lacustre antichi".

Sedimentologia

La già accennata, estrema scarsità di affioramenti in cui è esposta questa unità e le dimensioni ridotte di questi ultimi non hanno consentito di effettuare osservazioni sedimentologiche significative, oltre a quelle riasunte in precedenza.

UNITÀ DI MARETTO

Litostratigrafia (P. Boano & M.G. Forno)

I sedimenti dell'Unità di Mareto, che costituiscono il termine sommitale della successione villafranchiana, coprono nell'area-tipo un'estensione di circa 60 km². In particolare affiorano nei Settori Centrale e Meridionale: non sono invece presenti nel Settore Settentrionale, sviluppato a NE della Zona di faglia di Cascina Fagliaverde, dove sono sostituiti eteropicamente dall'Unità di Cascina Gherba. Sono inoltre assenti al margine sudorientale dove l'erosione intercorsa determina l'affioramento dei sedimenti marini e dei termini più antichi della successione villafranchiana. All'interno dell'areale di distribuzione costituiscono un corpo originariamente continuo, interrotto solo in corrispondenza alle incisioni vallive. La presenza dell'Unità di Mareto unicamente nei Settori Centrale e Meridionale dell'area-tipo indica che essa è circoscritta al settore assiale, meno rilevato, della Sinclinale di Asti.

Nel loro areale di distribuzione questi sedimenti costituiscono la parte sommitale dei rilievi: solo localmente, al di sopra di questi sedimenti, si sviluppano i Depositi Fluviali Terrazzati Post-villafranchiani⁽²⁰⁾.

In particolare nel Settore Centrale affiorano nella fascia altimetrica compresa tra 220 e 260 m a Nord, come ad esempio nella dorsale di Cascina Monsotto, e tra 205 e 265 m a Sud, in corrispondenza alla dorsale di

(20) I Depositi Fluviali Terrazzati Post-villafranchiani hanno diffusione generalizzata e spessori relativamente rilevanti in corrispondenza all'Altopiano di Poirino; sono invece conservati localmente e caratterizzati da spessori modesti (max. qualche metro) nei rilievi più alti dell'area-tipo, che rappresentano la prosecuzione verso Est dell'Altopiano di Porino disseccata dall'erosione successiva (cfr. § 4.3.3).



Madonna di Volpiglio; nel Settore Meridionale sono distribuiti nella fascia altimetrica compresa tra 230 e 260 m a Nord, come ad esempio nella dorsale di Cascina Sticca, e tra 255 e 270 m a Sud, in corrispondenza alla dorsale di Bracco Visconti. Si osserva quindi come questi sedimenti siano conservati a quote minori in corrispondenza al settore assiale della Sinclinale di Asti e invece a quote maggiori lungo i fianchi.

I sedimenti dell'Unità di Maretto costituiscono un corpo lenticolare con spessore variabile tra pochi metri e circa 40 m: non sono mai conservati per l'intero spessore in quanto troncati dall'erosione successiva. Gli spessori risultano relativamente costanti nella maggior parte dell'areale di distribuzione, variando tra 20 e 40 m (cfr. inserto B in Tav. 1): i valori si riducono invece bruscamente al margine settentrionale, in prossimità della Zona di faglia di Cascina Fagliaverde che segna il limite del loro areale di distribuzione, e progressivamente in prossimità del margine sudorientale, dove appaiono sensibilmente ridotti dall'erosione. Gli spessori sono quindi maggiori nel settore assiale della Sinclinale di Asti e si riducono invece lungo i fianchi.

I sedimenti di questa unità mostrano rapporti di natura variabile rispetto ai sedimenti dell'Unità di Cascina Gherba. Nella maggior parte dell'areale di distribuzione poggiano su questi ultimi con un limite netto, in continuità di sedimentazione: gli affioramenti più significativi in cui si osserva questo tipo di rapporto sono ubicati 200 m a NE di Cascina Volpiano e 50 m a SW di Ca' Nuova (rispettivamente Stop 8 e 9a in *Basilici *et al.*, 1994).

In corrispondenza del margine settentrionale, immediatamente a SW della Zona di faglia di Cascina Fagliaverde dove i sedimenti dell'Unità di Maretto si chiudono, mostrano invece rapporti di interdigitazione con i sedimenti dell'Unità di Cascina Gherba, caratterizzati qui da un notevole aumento di spessore.

La superficie di appoggio basale risulta inclinata di pochi gradi rispettivamente verso Sud nel Settore Centrale e verso Nord nel Settore Meridionale. La giacitura di questi sedimenti risulta quindi concordante con quella dell'Unità di Cascina Gherba: entrambi formano una blan-

Fig. 35 - Natura in netta prevalenza siltosa dei sedimenti riferibili all'Unità di Maretto, affioranti 200 m a Est di Sant'Andrea: solo localmente si osservano ridotte intercalazioni lenticolari sabbiose.

Prevailingly silty deposits of the Maretto Unit; locally, thin intercalations of sand are visible (200 m to the East of Sant' Andrea).

da sinclinale con asse suborizzontale diretto E-W, discordante sui sedimenti del Complesso Inferiore.

I sedimenti di questa unità sono osservabili in affioramenti naturali di modesta estensione, sviluppati lungo i corsi d'acqua e ai margini dei sentieri e delle carrarecce; non essendo questi depositi oggetto di escavazione, gli affioramenti significativi, utili per la loro descrizione, sono estremamente rari.

Questa unità rappresenta, come si è detto, il termine superiore della successione costituente la sommità di ampie dorsali,

caratterizzate da modesta inclinazione e come tali diffusamente coltivate: in occasione delle arature sono osservabili quindi estese aree di subaffioramento utilizzate per effettuare interpolazioni in mancanza di affioramenti; analogamente, la caratteristica espressione morfologica di questi sedimenti, che costituiscono versanti debolmente acclivi, facilita l'interpolazione (cfr. §4.3).

Nella maggior parte dell'areale di distribuzione i sedimenti dell'Unità di Maretto corrispondono in netta prevalenza a silt argillosi (Fig. 35): a differenza dei sedimenti dell'Unità di San Martino, le intercalazioni sabbiose e sabbioso-ghiaiose risultano molto localizzate e di spessore ridotto, generalmente decimetrico.

I sedimenti siltosi sono in genere privi di stratificazione e presentano caratteristiche omogenee sia arealmente, sia verticalmente: una notevole omogeneità verticale è osservabile ad esempio nell'incisione sviluppata 300 m a SE di Cascina Ciocchero, in cui è visibile uno spessore superiore alla ventina di metri (Stop 9b in *Basilici *et al.*, 1994). E' da sottolineare che tale omogeneità rappresenta uno dei caratteri che li differenzia dai sedimenti dell'Unità di San Martino, invece fortemente eterogenei.

Localmente, come ad esempio nell'affioramento 200 m a Sud di Sant'Andrea, creato per la costruzione di un complesso residenziale e attualmente non più visibile, si osservava la presenza di subordinate intercalazioni sabbioso-ghiaiose all'interno di una successione siltosa con potenza osservabile superiore ai 20 m. In particolare, al di sopra di una superficie erosionale con continuità laterale di alcuni metri e andamento ondulato modellata nei sedimenti siltoso-argillosi, si sviluppavano sequenze costituite alla base da sedimenti ghiaiosi, con spessore centimetrico e caratterizzati da laminazione incrociata concava, quindi da sedimenti sabbiosi, con spessore decimetrico, anch'essi caratterizzati da laminazione incrociata concava, e infine da sedimenti siltoso-argillosi privi di laminazione (Fig. 36).

Solo ai margini rispettivamente nordoccidentale e sudoccidentale dell'areale di distribuzione, le intercalazioni sabbiose diventano frequenti e di spessore rilevante, fino ad alcuni metri: un esempio della diffusione dei

sedimenti sabbiosi è osservabile in corrispondenza all'incisione del Rio Cuneo. E' da sottolineare come durante la prima campagna di rilevamento, precedente al Convegno di Peveragno, lo sviluppo di queste intercalazioni fosse stato sottovalutato in relazione alla modesta densità degli affioramenti. Durante l'ultimo anno di rilevamento, successivo all'evento alluvionale del novembre 1994 (cfr. §4.3), è emersa la locale diffusione dei sedimenti sabbioso-ghiaiosi: si sono infatti creati numerosi nuovi affioramenti in corrispondenza a nicchie di distacco di piccole frane, concentrate a sottolineare queste intercalazioni. Come nel caso dell'Unità di Cascina Gherba, la diffusione dei dissesti è da mettere in relazione con fenomeni di fluidificazione a spese di sedimenti sabbiosi caratterizzati da modesto addensamento: nell'intera area-tipo infatti i fenomeni franosi sono limitati ai sedimenti del Complesso Superiore. Il modesto addensamento dei sedimenti dell'Unità di Mareto rappresenta uno dei caratteri distintivi nei confronti dei silt dell'Unità di San Martino.

I depositi dell'Unità di Mareto contengono diffusamente concrezioni carbonatiche con diametro variabile tra alcuni centimetri e un decimetro (*"mürs" Auct.*), talvolta ricche di ossidi di ferro e di manganese, già osservate e descritte da Sacco. Localmente si osservano orizzonti carbonatici suborizzontali con spessore decimetrico (*caliche*), particolarmente diffusi in corrispondenza al contatto con i sottostanti sedimenti sabbiosi. Al margine occidentale dell'area-tipo, in prossimità della Zona di deformazione del Torrente Traversòla (cfr. §4.4), le concrezioni divengono abbondantissime e mostrano diametro superiore al decimetro; inoltre gli orizzonti carbonatici raggiungono spessore di alcuni decimetri (indicati come "calcarei" da alcuni Autori.). Studi geochimici attualmente in corso (G. M. Zuppi, com. pers.) hanno provato che questi fenomeni di carbonatazione sono almeno in parte da ricondurre a risalite di fluidi idrotermali, nel caso specifico con ogni probabilità legati all'importante struttura tettonica nel cui areale di affioramento sono prevalentemente distribuiti. I sedimenti dell'Unità di Mareto mostrano in genere un aspetto screziato: nella maggior parte degli affioramenti si riconosce la presenza di bande ossidate di colore bruno (7.5 YR 4/8 Munsell) e di bande ridotte di colore grigio (5 Y 4/2 Munsell), disposte a graticcio con andamento verticale e orizzontale (*gleys* e *pseudogleys*). Presentano frequentemente una fessurazione prismatica a scala centimetrica, connessa con fenomeni di disseccamento.

La frazione sabbiosa risulta costituita prevalentemente da quarzo, mica bianca, carbonati, K-feldspato e da percentuali variabili di altri minerali (cfr. §4.6).

I ciottoli rinvenuti all'interno di questi depositi risultano costituiti in prevalenza da quarziti, quarziti conglomeratiche (*"anageniti" Auct.*) e da più rari gneiss e micascisti.

I sedimenti dell'Unità di Mareto sono caratterizzati solo molto localmente dalla presenza strutture deformative, che risultano molto meno diffuse rispetto a quelle osservabili nei sedimenti del Complesso Inferiore: queste sono rappresentate da superfici di frattura subverticali con estensione decimetrica. Si osservano in rari affioramenti fratture con estensione decimetrica, come ad esempio nell'affioramento 600 m a SE del Cimitero di

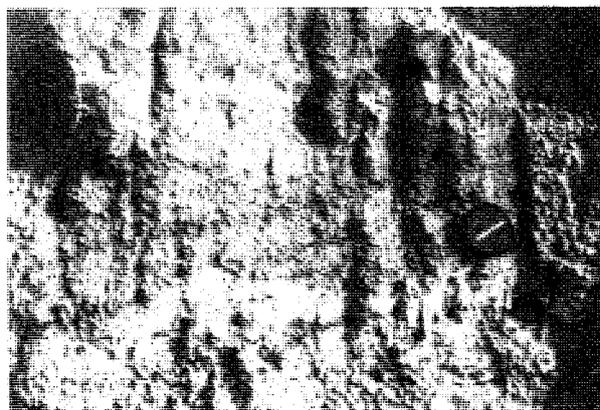


Fig. 36 - Dettaglio delle intercalazioni sabbioso-ghiaiose dell'Unità di Mareto, caratterizzate da evidente laminazione incrociata (affioramento 200 m a Est di Sant' Andrea).

Mareto Unit: cross-bedded gravelly-sandy intercalations seen in detail (200 m to the East of Sant' Andrea):

Dusino, caratterizzate da andamento subverticale e direzione prevalentemente compresa tra 20° e 350°; non sono mai state osservate strutture di tipo compressivo.

I sedimenti dell'Unità di Mareto risultano in genere privi di resti fossili. Questa particolarità, congiuntamente alle osservazioni prima riportate, costituisce il principale elemento di differenziazione nei confronti dei sedimenti siltosi dell'Unità di San Martino, riccamente fossiliferi.

Non sono noti dalla letteratura resti fossili provenienti con certezza dai sedimenti di questa unità. Nel corso della revisione sono stati rinvenuti in un unico affioramento, 150 m a Ovest di Cascina Viarengo, alcuni frammenti di vertebrati riferibili a un cervide indet. e a *Sus* (cfr. §4.5.1)⁽²¹⁾. Lo studio palinologico di questa unità ha inoltre evidenziato uno scarso corredo pollinico (cfr. §4.5.3).

Interpretazioni precedenti

L'Unità di Mareto, definita come tale e cartografata nella sua distribuzione areale nel corso del presente studio, comprende la parte sommitale, anche se non differenziata specificamente, della successione-tipo del Villafranchiano descritta da *Pareto (1865). Questi depositi non sono stati distinti dagli altri termini della successione villafranchiana anche dagli Autori che successivamente hanno preso in esame l'intera area-tipo (*Sacco, 1890; *Gabert, 1962; *Carraro *et al.*, 1982).

Come già ricordato, nella seconda edizione del Foglio 69 "Asti" della Carta Geologica d'Italia (*Boni *et al.*, 1970) e nelle relative note illustrative (*Boni & Casnedi, 1970) sono stati invece differenziati dai sedimenti del Complesso Inferiore e riuniti, con quelli dell'Unità di Cascina Gherba, ai Depositi Fluviali Terrazzati Post-villafranchiani, sotto la denominazione di "*Fluviale e fluvio-lacustre antichi*".

Sedimentologia

Anche nel caso dell'Unità di Mareto l'estrema scar-

⁽²¹⁾ Questi resti sono stati rinvenuti da A. Mottura.

sità di affioramenti e la loro sempre modesta estensione non hanno permesso altre osservazioni sedimentologiche oltre a quelle puntuali già ricordate.

4.3.3 I Depositi Fluviali Terrazzati Post-villafranchiani (F. Carraro & M.G. Forno)

Com'è già stato ricordato nel §4.2, i depositi fluviali terrazzati presentano due tipi di giacitura sensibilmente differenti. Nell'Altopiano di Poirino, immediatamente contiguo verso Ovest all'area-tipo del Villafranchiano, poggiano su una superficie di erosione fluviale, unitaria sotto il profilo morfologico ma poligenica sotto quello cronologico (Forno, 1980; 1982). Nell'area-tipo essi rivestono invece una successione di superfici di erosione fluviale modellate sulle sommità tabulari e a vari livelli nei versanti dei rilievi collinari (Alessio *et al.*, 1982; Carraro & Valpreda, 1991).

Nei rari affioramenti in cui è possibile osservarne la base (Fig. 37) i Depositi Fluviali Terrazzati Post-villafranchiani risultano separati da superfici di erosione rispetto ai diversi termini della successione villafranchiana. Cor-

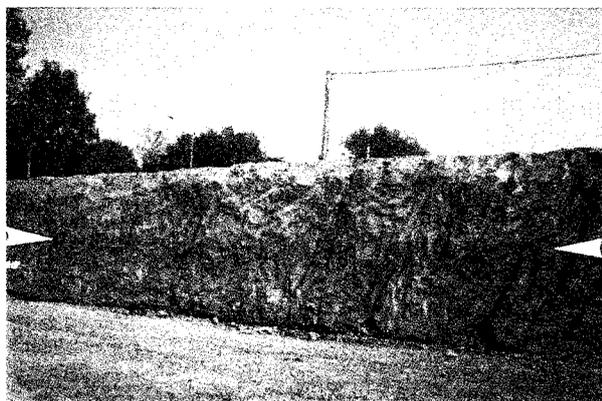


Fig. 37 - In prossimità del margine orientale dell'Altopiano di Poirino si osserva localmente il contatto (evidenziato dalle frecce) tra i sedimenti dell'Unità di Mareto e i sovrastanti Depositi Fluviali Terrazzati post-villafranchiani (affioramento 300 m a W di S. Maria).

Near the eastern border of the Poirino Highland, the contact (marked by arrows) between the Mareto unit and post-villafranchian alluvial terraced deposits is locally visible (300 m to the W of S. Maria).

rispondono a depositi prevalentemente limoso-argillosi, localmente con una subordinata frazione ghiaiosa. Il loro spessore è sempre molto modesto, da decimetrico a metrico: le potenze maggiori (15 m) si osservano nel settore centrale dell'Altopiano di Poirino.

Sia sull'Altopiano di Poirino che nei lembi terrazzati distribuiti nell'area-tipo del Villafranchiano questi depositi mostrano diversi gradi di evoluzione pedogenetica attestando una loro poligenicità cronologica: su base pedostratigrafica è possibile stabilire una loro distribuzione nell'intervallo di tempo che va dal Pleistocene medio (suoli con indice di colore 2,5 YR conservati localmente come prodotti colluviali all'estremità meridionale dell'Altopiano di Poirino) al Pleistocene superiore (suoli con indice di colore 10 YR distribuiti in corrispondenza al settore settentrionale dello stesso altopiano).

Nell'Altopiano di Poirino i Depositi Fluviali Terrazzati Post-villafranchiani costituiscono corpi tabulari di età progressivamente più giovane da Sud verso Nord, in rapporto di giustapposizione. Ad essi sono associate forme molto caratteristiche, riconducibili a meandri fluviali con raggio di curvatura chilometrico, variamente riutilizzati dal drenaggio sovrainposto dopo il fenomeno di diversione del Paleopo (cfr. §4.2). I lembi di depositi corrispondenti, nei Rilievi dell'Astigiano, sono distribuiti invece a quote progressivamente più basse, dai termini più antichi a quelli più recenti, a costituire lembi terrazzati sui versanti. Anche in questo settore si rinvergono associate situazioni morfologiche riconducibili a meandri incastrati, in questo caso profondamente rimodellati. Nell'area-tipo del Villafranchiano i termini più antichi sono conservati localmente (ad es. Cascina Valmarrone) a costituire le sommità tabulari dei rilievi più alti: in questi casi i suoli presentano indice di colore 2,5 YR. Non è sempre possibile stabilire se questi suoli si sviluppino sui depositi fluviali post-villafranchiani o si siano localmente evoluti direttamente sul substrato villafranchiano (Unità di Mareto).

Soprattutto nel caso dei termini più antichi della successione, la giacitura con la quale si presentano i Depositi Fluviali Terrazzati Post-villafranchiani è spesso secondaria, sono stati cioè rielaborati dall'evoluzione successiva con formazione di prodotti colluviali: la loro originaria natura fluviale è in questi casi riconoscibile per la caratteristica tessitura, per la natura petrografica della frazione ghiaiosa, localmente diversa da quella presente nella sottostante successione villafranchiana, e soprattutto per le loro caratteristiche pedologiche.

La litologia della frazione ghiaiosa è in netta prevalenza serpentinitica nel settore settentrionale e centrale dell'area-tipo del Villafranchiano e quarzatica in quello meridionale⁽²²⁾.

Tra la ricca fauna fossile a vertebrati raccolta in passato nell'area-tipo del Villafranchiano sicuramente alcuni reperti provengono da questi depositi (cfr. §§3.1 e 4.5.1): si tratta di resti che per età, per significato paleo-ambientale e paleoclimatico non sono compatibili con i caratteri né dei sedimenti del Complesso Inferiore né dei sedimenti di quello Superiore. L'attribuzione di questi resti ai Depositi Fluviali Terrazzati Post-villafranchiani è confermata anche dalla conservazione di sedimenti limosi arrossati che hanno il tipico aspetto dei depositi di questo complesso, aderenti ai resti stessi. Tra questi sono da ricordare almeno alcuni rinvenimenti di *E. primigenius*, di Cervidi e di Marmotta. Si tratta evidentemente di una fauna composita sotto il profilo cronologico, riconducibile a resti di animali coinvolti e trasportati con i sedimenti fluviali nei diversi episodi ai quali risale la loro formazione, oppure di resti di animali vissuti sulle superfici dei depositi terrazzati dopo la "stabilizzazione" di queste ultime.

(22) I sedimenti fluviali pleistocenici conservati sul versante meridionale della Collina di Torino sono costituiti prevalentemente da pietre verdi (Compagnoni & Forno, 1992); gli stessi sedimenti conservati nell'Altopiano di Poirino sono invece costituiti in netta prevalenza da quarziti: questa osservazione testimonia come il paleosistema idrografico fosse costituito da due rami principali facenti capo rispettivamente al Bacino del Po e al Bacino del Tanaro.

4.4 Geologia strutturale (P. Boano, M.G. Forno & M. Giardino)

In passato, gli studi effettuati nell'area-tipo del Villafranchiano si sono basati unicamente sull'analisi di alcuni affioramenti particolarmente estesi: questo fatto ha comportato una interpretazione semplicistica dell'assetto strutturale del Villafranchiano che è da sempre considerato come corrispondente a una successione di sedimenti a giacitura suborizzontale, indisturbata. Tale assunzione ha, tra l'altro, condotto diversi Autori a correlare tra loro termini della successione stratigrafica affioranti a quote confrontabili in punti lontani tra loro e che appaiono invece riferibili, secondo i dati emersi dal rilevamento, a unità stratigrafiche differenti.

La valutazione dell'assetto geologico-strutturale del Villafranchiano nell'area-tipo è stata realizzata effettuando:

- il riesame degli scarsissimi dati a scala regionale e locale disponibili in letteratura;
- il rilevamento e l'analisi dei dati strutturali effettuati nell'ambito della realizzazione della Carta Geologica alla scala 1:10.000 (Tav. 1);
- la raccolta e l'interpretazione delle osservazioni di dettaglio (stazioni di misura mesostrutturale) effettuate nell'area-tipo.

Dal loro successivo confronto sono state ricavate una serie di interpretazioni che sono risultate essenziali nell'elaborazione del modello interpretativo proposto a conclusione della presente revisione.

L'esame dei dati bibliografici e il rilevamento geologico sono stati effettuati da P. Boano e da M.G. Forno, mentre il rilevamento delle stazioni strutturali è stato eseguito da M. Giardino. Le interpretazioni sono frutto della discussione tra i tre autori.

Come premessa alla presentazione del lavoro svolto va ricordato che la raccolta di dati strutturali, come più in generale il rilevamento geologico nell'area-tipo del Villafranchiano (cfr. §4.3), presenta una serie di difficoltà; i principali limiti alla raccolta e all'interpretazione dei dati sono i seguenti:

- a) scarsità di affioramenti di rilevanti dimensioni (superiori alla decina di m²): la ridotta estensione degli affioramenti non consente di valutare la giacitura d'insieme dei sedimenti e di evidenziare le principali discontinuità strutturali, la cui distribuzione spesso non coincide con quella degli affioramenti esistenti; per contro, per lo stesso motivo, possono avere invece una certa evidenza eventuali mesostrutture locali;
- b) inclinazione assai modesta della successione (i valori medi variano tra alcuni gradi e una decina di gradi): inclinazioni così ridotte sono difficilmente misurabili e possono essere mascherate da variazioni locali della giacitura di natura diversa;
- c) scarsità di elementi geometrici di riferimento: trattandosi di sedimenti in netta prevalenza continentali, con giacitura primaria non orizzontale, risulta difficile separare una eventuale componente di inclinazione primaria dalla componente connessa con la deformazione; la diffusione delle superfici erosionali e delle stratificazioni incrociate rappresenta un ulteriore ostacolo alla valuta-

zione di quest'ultima;

d) geometria lenticolare dei corpi sedimentari: la discontinuità laterale di questi rende difficilmente percepibile la giacitura d'insieme dei sedimenti, anche nel caso di affioramenti relativamente estesi;

e) notevole frequenza delle strutture deformative alla mesoscala: in numerosi affioramenti si osservano giaciture anomale (talvolta nettamente in contrasto con quelle circostanti) che, data l'estrema scarsità di affioramenti, possono essere erroneamente ricondotte all'assetto regionale piuttosto che a locali perturbazioni dell'assetto giaciturale;

f) sviluppo di incisioni vallive che ribattono l'andamento delle principali discontinuità strutturali e diffusione di accumuli di frana che ne impediscono una osservazione diretta.

Dall'esame complessivo dei dati disponibili sono state ricavate una serie di osservazioni.

1) I due complessi in cui è stata suddivisa la successione villafranchiana dell'area-tipo (Complesso Inferiore e Complesso Superiore) sono caratterizzati da sensibili differenze giaciturali: analizzando l'andamento dei limiti riportati nella carta e nei profili geologici (cfr. Tav. 1 ed inserto B nella stessa tavola) e le giaciture della stratificazione, è possibile cogliere come i sedimenti del Complesso Inferiore mostrino complessivamente valori di inclinazione maggiori rispetto a quelli che caratterizzano il Complesso Superiore. In particolare i sedimenti del Complesso Inferiore appaiono inclinati mediamente di circa 10° verso SW nei Settori Settentrionale e Centrale e verso NW in quello Meridionale. I depositi del Complesso Superiore mostrano invece una più blanda inclinazione, mediamente di circa 5°, verso Sud nei Settori Settentrionale e Centrale e verso Nord in quello Meridionale.

2) La modesta discordanza angolare sviluppata tra i due complessi è connessa alla presenza di una superficie di erosione a scala regionale, indicata come Superficie di Cascina Viarengo: al modellamento di questa superficie è collegabile l'asportazione di parte dei sedimenti del Complesso Inferiore, che di conseguenza presentano spessori sensibilmente variabili nei diversi settori (cfr. §4.3.2). È da sottolineare come sia la discordanza angolare sia la superficie di erosione appaiano nella loro reale importanza solo grazie a considerazioni effettuate a scala regionale: alla scala del singolo affioramento, infatti, la discordanza non è in genere percepibile e la Superficie di Cascina Viarengo ha un aspetto confrontabile con le numerose superfici di erosione, di significato locale, sviluppate a più livelli entro la successione sedimentaria. L'unico affioramento in cui l'esistenza della discordanza risulta ben riconoscibile è situato in Val Pincana, ad Est di San Paolo Solbrito, 400 m a Sud di Cascina Monsotto⁽²³⁾: la peculiarità di tale affioramento è data dalla sua estensione rilevante (circa 200 m²) e dal suo andamento secondo l'immersione, che consente

(23) Questo affioramento è stato creato artificialmente nei primi mesi del 1995 e non è stato pertanto oggetto di visita durante l'escursione effettuata in occasione del Convegno.



Fig. 38 - Affioramento 400 m a Sud di Cascina Monsotto: si osservano i sedimenti siltosi a stratificazione pianoparallela, riferibili all'Unità di San Martino, inclinati verso SW di circa 20°; al tetto, separate dalla Superficie di Cascina Viarengo, sono osservabili le sabbie a stratificazione incrociata riferibili all'Unità di Cascina Gherba.

Silty sediments of the San Martino Unit showing about 20° SW-dipping planar-parallel bedding; on the top, the Cascina Viarengo Surface separates the silty sediments from the Upper Complex cross-bedded sands of Cascina Gherba Unit (400 m to the S of Cascina Monsotto).

la percezione dell'inclinazione reale dei sedimenti. In particolare risulta osservabile direttamente la discordanza angolare sviluppata tra i sedimenti siltosi a stratificazione piano-parallela del Complesso Inferiore, inclinati di circa 20° verso SW, che costituiscono la parte bassa dell'affioramento, e quelli sabbiosi del Complesso Superiore, che ne costituiscono la parte alta: la base di questi ultimi risulta inclinata molto più debolmente (pochi gradi) verso SW (Fig. 38).

3) Al limite tra Settore Centrale e Settore Settentrionale si registra un generalizzato aumento (fino a 25°) dell'inclinazione verso SW delle superfici di stratificazione in corrispondenza ad una fascia orientata N120°E, con lunghezza superiore a più di una decina di chilometri e larghezza di alcune decine di metri. Confrontando la situazione geologica nei due settori delimitati da questa

fascia si osserva che, a parità di sviluppo altimetrico, nel Settore Centrale i versanti risultano costituiti interamente dalle Unità di San Martino, di Cascina Gherba e di Maretto (Fig. 39). Nel Settore Settentrionale, invece, i versanti risultano modellati alla base nei sedimenti marini pre-villafranchiani e solo nella parte superiore nelle Unità di Ferrere, di San Martino e localmente di Cascina Gherba: in quest'ultimo settore, quindi, la successione villafranchiana nel suo insieme mostra spessori sensibilmente ridotti, connessi essenzialmente con la riduzione di spessore dei sedimenti dell'Unità di San Martino. In prossimità della stessa fascia si osserva inoltre la diffusa presenza di rapporti di interdigitazione sia tra i sedimenti marini pre-villafranchiani e quelli villafranchiani del Complesso Inferiore, sia all'interno di entrambi i complessi.

4) Nel settore nordoccidentale dell'area-tipo, al margine orientale dell'Altopiano di Poirino (Tav. 1), si registrano incongruenze tra le successioni sedimentarie affioranti sui due versanti della Valle Traversòla e una serie di anomalie nell'assetto giaciturale locale.

In particolare nel versante occidentale affiorano le Unità di San Martino, di Cascina Gherba e di Maretto; nel versante orientale affiorano invece prevalentemente i sedimenti marini pre-villafranchiani e solo nella parte superiore le Unità di San Martino, di Cascina Gherba e di Maretto (Fig. 40). E' da sottolineare che i sedimenti appartenenti al Complesso Inferiore mostrano, confrontando i due versanti, spessori diversi, sensibilmente maggiori in corrispondenza al versante occidentale.

Questa situazione si osserva in una fascia corrispondente al tratto settentrionale della Valle Traversòla, con lunghezza superiore ad alcuni chilometri, larghezza di circa 200 m e direzione media circa N-S.

Come evidenziato anche dai dati rilevati nelle stazioni di misura mesostrutturale (Figg. 41 e 42), in questa fascia si rinvengono localizzate giaciture con inclinazioni di 10° verso N10°W (stazione di misura 21) e di 10° verso N10°E (stazione di misura 24); strati con inclinazione fino a 15° verso NE sono inoltre rilevabili nell'area compresa tra le stazioni di misura 25 e 27.

In fase di interpretazione sono state dapprima evi-

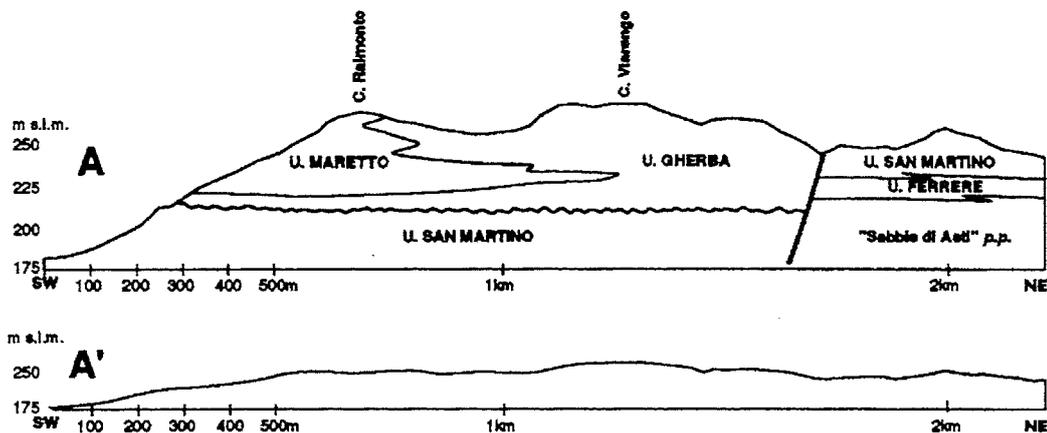


Fig. 39 - Diverse successioni stratigrafiche a NE e a SW della Zona di faglia di Cascina Fagliaverde: A, scala delle altezze 4 volte quella delle lunghezze; A', scala unica.

Differences between stratigraphic successions to the NE and SW of the Cascina Fagliaverde Fault Zone. A, height scale four times as great length scale; A', only one scale.

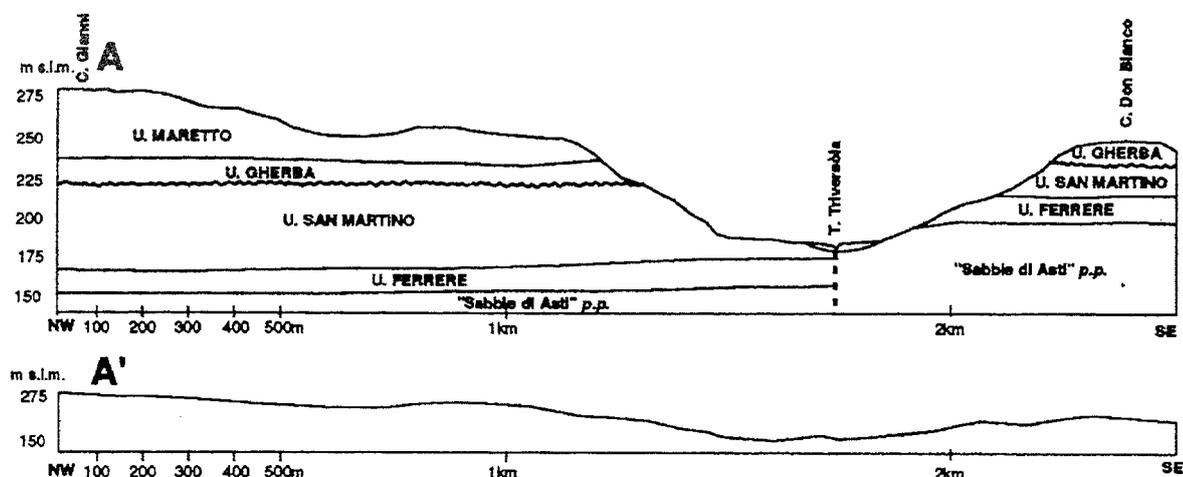


Fig. 40 - Sui due versanti della Valle Traversòla affiorano diversi termini della successione stratigrafica: la situazione strutturale permette di postulare l'esistenza della Fascia di deformazione del Torrente Traversòla. A e A' come in Fig. 39.

Differences between stratigraphic successions on the two sides of the Traversòla valley, and possible setting of the Traversòla Deformation Zone. A and A' as in Fig. 39.

denziate le diverse condizioni giaciture che contraddistinguono i differenti termini della successione villafranchiana; successivamente sono stati rilevati gli elementi di disturbo locale.

Nell'ambito della valutazione dell'assetto strutturale complessivo, è da osservare che le differenze di giacitura dei singoli termini della successione villafranchiana sono funzione sia della loro diversa collocazione stratigrafica, sia della loro differente posizione geografica nell'area-tipo.

Dalle considerazioni di cui ai punti 1) e 2) si ricava che l'assetto giaciturale complessivo della successione Villafranchiana mostra di corrispondere a una blanda sinclinale con asse orientato E-W (Sinclinale di Asti della letteratura). All'interno di tale struttura, sulla base della distribuzione "in grande" dei corpi sedimentari e delle differenti giaciture rilevabili localmente nei due complessi, è possibile dedurre un diverso valore di inclinazione dell'asse della piega, diretto E-W: da debolmente (fino a 10°) inclinato verso Ovest nel Complesso Inferiore, a suborizzontale in quello Superiore.

Le osservazioni 3) e 4) consentono di individuare la presenza di importanti discontinuità nell'assetto strutturale regionale della successione villafranchiana, la cui definizione è resa complessa (oltre che dalle cause già ricordate) dall'espressione del tutto particolare di queste discontinuità in relazione:

- alla natura complessivamente incoerente dei sedimenti che ha favorito la dispersione della deformazione e il conseguente sviluppo preferenziale di discontinuità strutturali minori;
- alla scarsa competenza dei depositi del Complesso Superiore che ha reso difficile la registrazione delle strutture deformative, soprattutto quelle di stile fragile;
- alla tessitura eterogenea dei sedimenti che ha determinato il comportamento differenziale dei diversi litotipi all'interno dei due complessi e la dispersione della deformazione nei sedimenti sabbiosi, rispetto a quelli silicei, argillosi e marnosi.

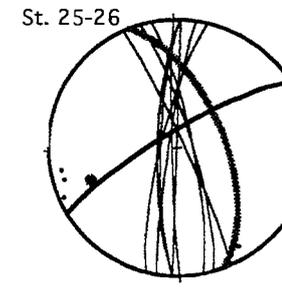
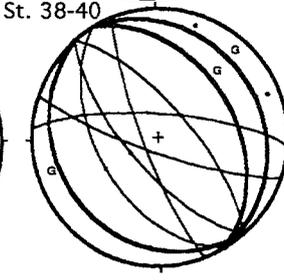
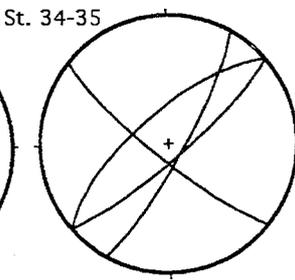
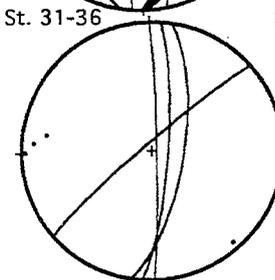
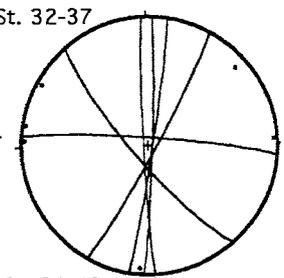
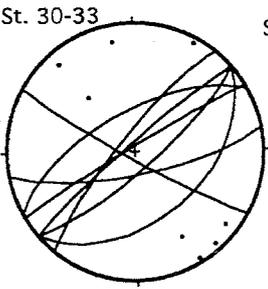
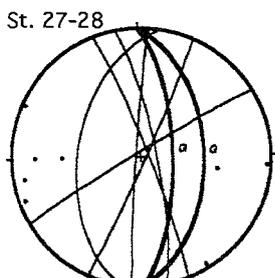
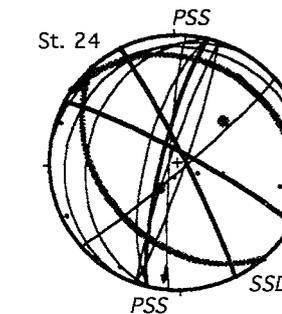
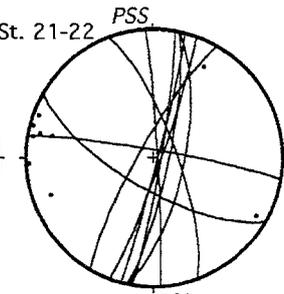
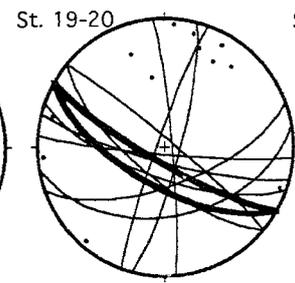
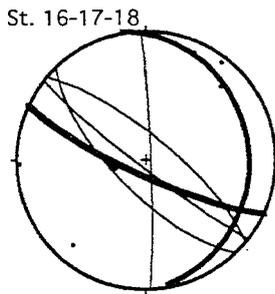
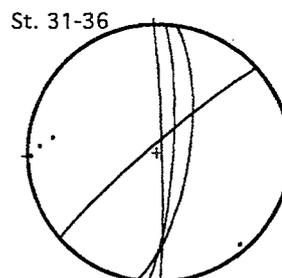
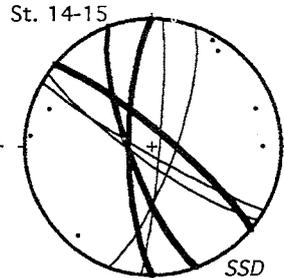
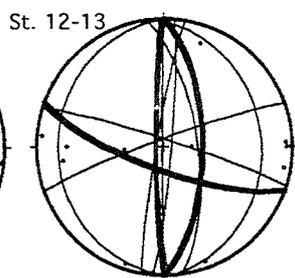
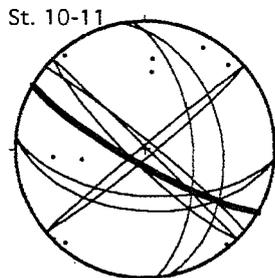
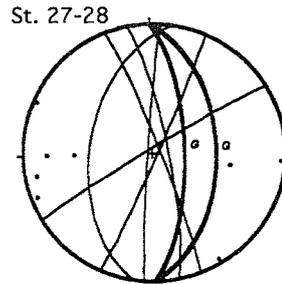
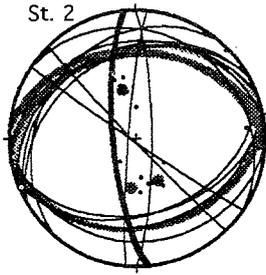
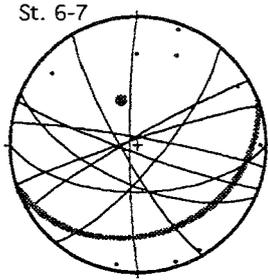
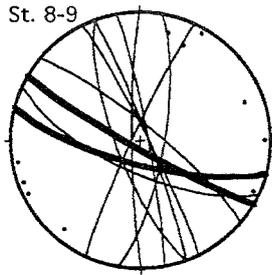
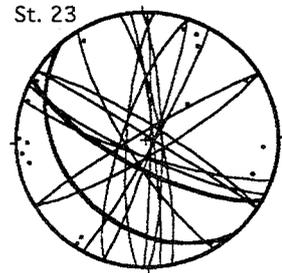
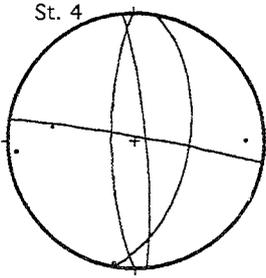
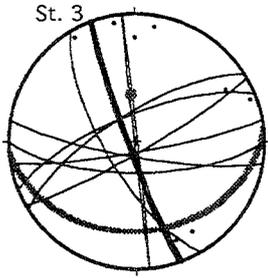
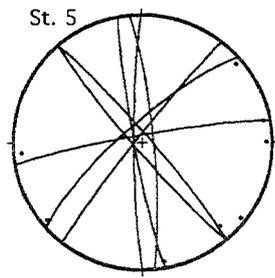
Considerando la scarsità di elementi diretti, si è perciò ricorsi allo strumento dell'analisi di dettaglio che evidenzia

"associazioni strutturali" minori, con assetto geometrico e caratteri deformativi legati all'evoluzione delle strutture maggiori (Hancock, 1985): trattandosi di strutture a carattere "superficiale" occorre porre particolare attenzione nel distinguere le deformazioni sinsedimentarie da quelle connesse con la deformazione successiva (Jones & Preston, 1987).

La raccolta dei dati di dettaglio sull'orientazione delle discontinuità strutturali minori e sulla loro cinematica è illustrata dai diagrammi in proiezione stereografica di Figura 41, mentre in Figura 42 è rappresentata l'ubicazione delle stazioni di misura mesostrutturale. Le misure raccolte si riferiscono a faglie normali (Fig. 43), faglie inverse (Fig. 44) e fratture di taglio e di estensione; nei diagrammi sono state pure indicate le *soft-sediment deformations* (*sensu* Maltman, 1984; Figg. 45 e 46) rilevate localmente in associazione con le strutture di stile fragile: si tratta di piccole pieghe, strutture da collasso e da sfuggita d'acqua e filoni sedimentari, questi ultimi riconosciuti ad esempio circa 200 m a SW di Madonna di Vignole (Figg. 47 e 48). La continuità laterale visibile di tutte le singole strutture è limitata al massimo a qualche metro (salvo alcuni casi descritti in seguito). Spesso sono state rilevate, associate alle superfici di taglio, concrezioni carbonatiche sia lungo i piani di stratificazione che in corrispondenza alle superfici di discontinuità.

Una prima analisi della distribuzione geometrica delle misure effettuate rivela la frequente ricorrenza del sistema di fratturazione subverticale con direzione N-S, che si riscontra pressochè in tutta l'area considerata. Più localizzata (stazioni di misura 10+22) risulta l'occorrenza di fratture coniugate e di faglie normali a direzione compresa tra N100°E e N120°E; fra queste prevalgono le discontinuità immergenti verso il quadrante sudoccidentale. Le poche faglie a basso angolo e a movimento inverso (stazioni di misura 1+7) hanno in media direzione E-W e immergono prevalentemente verso i quadranti meridionali. Sono stati rilevati (stazioni di misura 21 e 24) solo due casi di strutture minori con direzione N-S indicatrici di cinematismo trascorrente.

La distribuzione verticale delle discontinuità mesostrutturali entro la successione-tipo del Villafranchiano



rispecchia il diverso grado di deformazione fra i due complessi; tutte le misure (eccetto quelle delle stazioni 5, 8, 28, 30, 32, 37 e 38) sono state effettuate nel Complesso Inferiore, poiché esso mostra una maggiore frequenza ed entità della deformazione. Entro alle unità del Complesso Inferiore sono pure concentrate la maggior parte delle strutture deformative di tipo sindeposizionale e/o contemporaneo alle fasi diagenetiche precoci.

Entro al Complesso Superiore sono state invece rilevate quasi esclusivamente superfici di taglio di tipo gravitativo, listrico (stazioni di misura 28 e 38), alle quali sono talora associati sistemi di fratturazione.

Va inoltre ricordato che, in prossimità di settori in cui le mesostrutture di stile fragile sono particolarmente frequenti, si riscontra spesso una diffusione di fenomeni gravitativi; la franosità di alcuni versanti dell'area-tipo sembra quindi in relazione anche alle caratteristiche mesostrutturali.

Alla luce della serie di elementi elencati, in merito alle strutture maggiori che interferiscono con l'assetto strutturale complessivo della successione villafranchiana, è possibile giungere alle interpretazioni che seguono.

– Nel fianco settentrionale della Sinclinale di Asti, la successione villafranchiana subisce una dislocazione per faglia (Zona di faglia di Cascina Fagliaverde, subverticale a direzione N120°E), che mostra di avere progressivamente determinato il rialzamento del blocco settentrionale con movimento normale; le inclinazioni anomale della stratificazione in prossimità di tale struttura sono interpretabili come effetti di trascinamento legati alla struttura stessa. Le interdigitazioni tra le diverse unità che ivi si riscontrano indicano una evoluzione di tale discontinuità durante la deposizione della successione villafranchiana.

Il termine utilizzato per descriverla ("zona di faglia") trova la sua motivazione nella natura visibilmente composta di tale struttura, che corrisponde ad un fascio di segmenti con associate faglie coniugate minori: questa non è rilevabile direttamente sul terreno nella sua espressione completa ma è testimoniata dalla distribuzione delle associazioni mesostrutturali locali (Fig. 41 - stazioni di misura 10+22, caratterizzate da una distribuzione simmetrica delle fratture/faglie a direzione compresa fra N100°E e N120°E rispetto alla discontinuità principale). Alcune indicazioni sull'entità del rigetto prodotto lungo la Zona di faglia di Cascina Fagliaverde si ottengono confrontando le quote a cui si sviluppano le superfici-limite tra i diversi elementi strati-

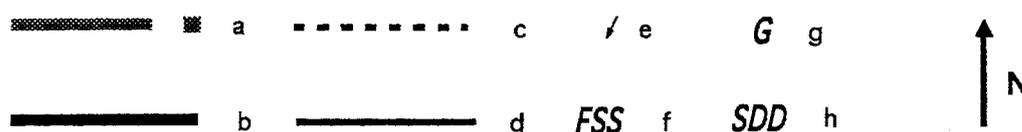
grafici ai due lati di questa fascia (Fig. 49): in particolare risulta efficace valutare il dislivello a cui si rinviene la Superficie di Cascina Viarengo rispettivamente a NE della struttura (quota 245 m nell'affioramento ubicato 300 m a Ovest di Madonna di Casale) e a SW (quota 215 m nell'affioramento ubicato 600 m a SW di Cascina Viarengo, corrispondente allo Stop 6 in *Basilici *et al.*, 1994); se ne deduce un sollevamento relativo di un trentina di metri del Settore Settentrionale rispetto a quello Centrale, con riferimento a questo *marker*.

– Una serie di evidenze morfologiche, stratigrafiche e strutturali contribuiscono all'individuazione, nel settore nord-occidentale dell'area rilevata, di un'altra importante dislocazione (Fascia di deformazione del Torrente Traversòla); questa va intesa come zona ad andamento lineare, in cui si concentrano elementi deformativi e discontinuità strutturali con varia scala e diverso stile. La disarmonia esistente fra le successioni affioranti ai due lati della Valle Traversòla nel tratto a Nord di Cascina Ciocchero (Fig. 49) e la presenza in affioramenti ravvicinati, distribuiti alla stessa quota, di unità di diversa collocazione stratigrafica e cronologica (Unità di San Martino e "Sabbie di Asti" *p.p.*, rispettivamente), consente di tracciare una discontinuità a direzione N-S lungo l'asse vallivo⁽²⁴⁾. La brusca interruzione della Zona di faglia di Cascina Fagliaverde in corrispondenza del versante sinistro della Valle Traversòla e il riconoscimento sul versante opposto (oltre 2 km più a Nord rispetto all'area cartografata in Tav. 1) di una situazione strutturale con le stesse caratteristiche, forniscono alcuni elementi per considerare questa discontinuità come una seconda fascia di deformazione. Considerando la maggiore entità della dislocazione laterale della successione affiorante rispetto a quella verticale, la dislocazione prodotta da questa struttura risulta prevalentemente trascorrente destra. La ricor-

(24) La Fascia di deformazione del Torrente Traversòla, che in genere ha una posizione non ben precisabile nel fondovalle perché mascherata dai sedimenti fluviali attuali, appare invece ben localizzata tra due affioramenti ubicati alla stessa quota (197 m s.l.m.) e distanti tra loro appena una sessantina di metri: nel primo, sul versante destro della valle, circa 200 m a SE di Cascina Bossola, si osservano depositi siltoso-argillosi, caratterizzati da una laminazione pianoparallela e ricchi di molluschi continentali, riconducibili all'Unità di San Martino; nel secondo, in corrispondenza al versante sinistro, circa 50 m a S di Cascina Bric Ottanto, si osservano invece sedimenti sabbiosi ricchi di molluschi marini, riferibili alla successione marina pre-villafranchiana.

Fig. 41 - Proiezione stereografica (reticolo di Schmidt, emisfero inferiore) della distribuzione degli elementi mesostrutturali; a: faglie inverse; b: faglie normali; c: fratture di taglio associate ad ondulazioni della laminazione; d: altre fratture; e: *pitch* delle lineazioni (strie meccaniche, solchi); f: faglie di *strike-slip*; g: superfici di taglio di tipo gravitativo; h: strutture deformative di tipo *soft-sediment deformation*.

Schmidt projection (lower hemisphere) of the mesostructural elements distribution; a: reverse faults; b: normal faults; c: shear joints and lamination waving; d: other joints; e: lineation pitches (mechanical striæ and grooves); f: strike-slip faults; g: gravitative shear surfaces; h: soft-sediment deformations.



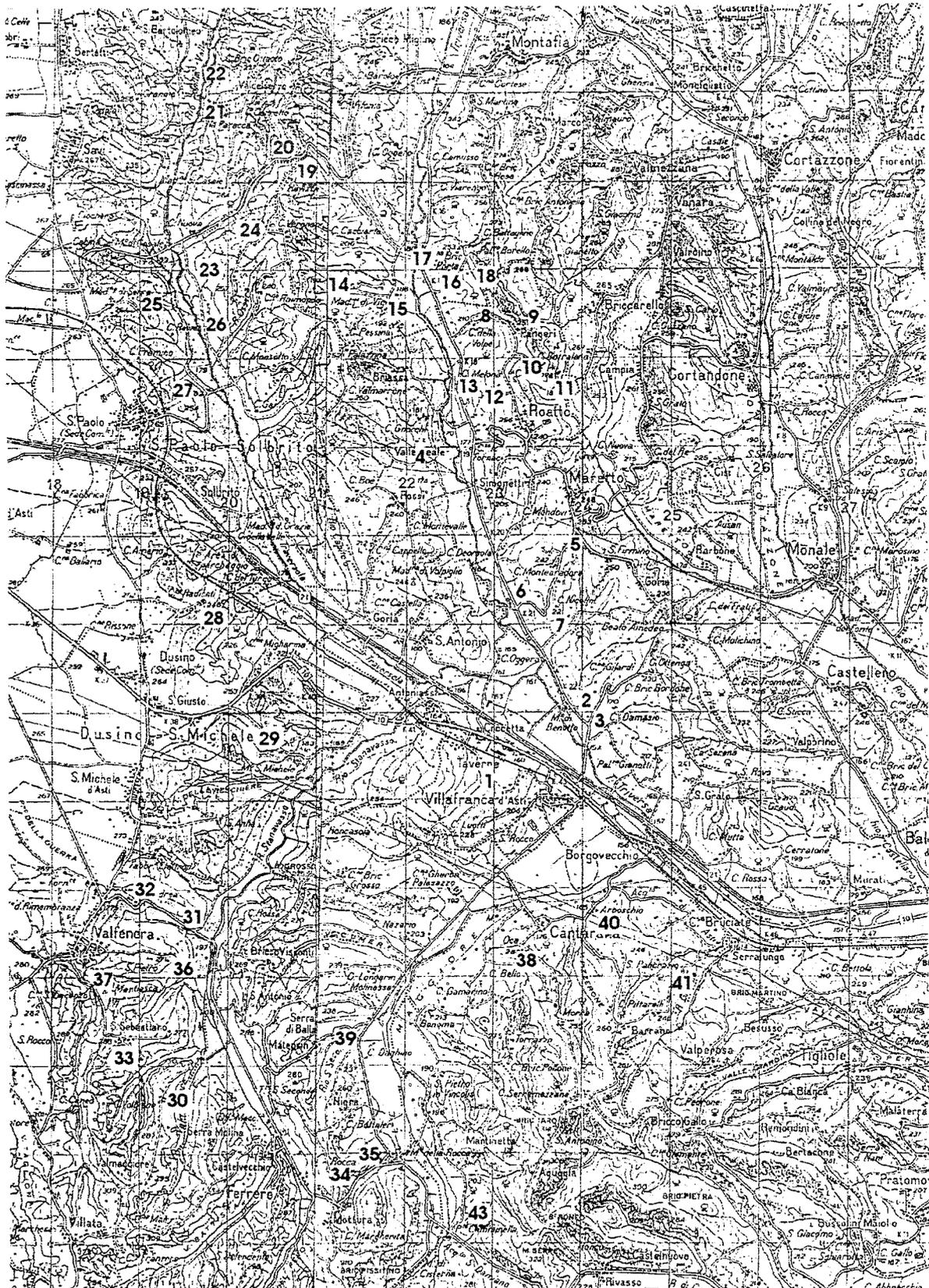
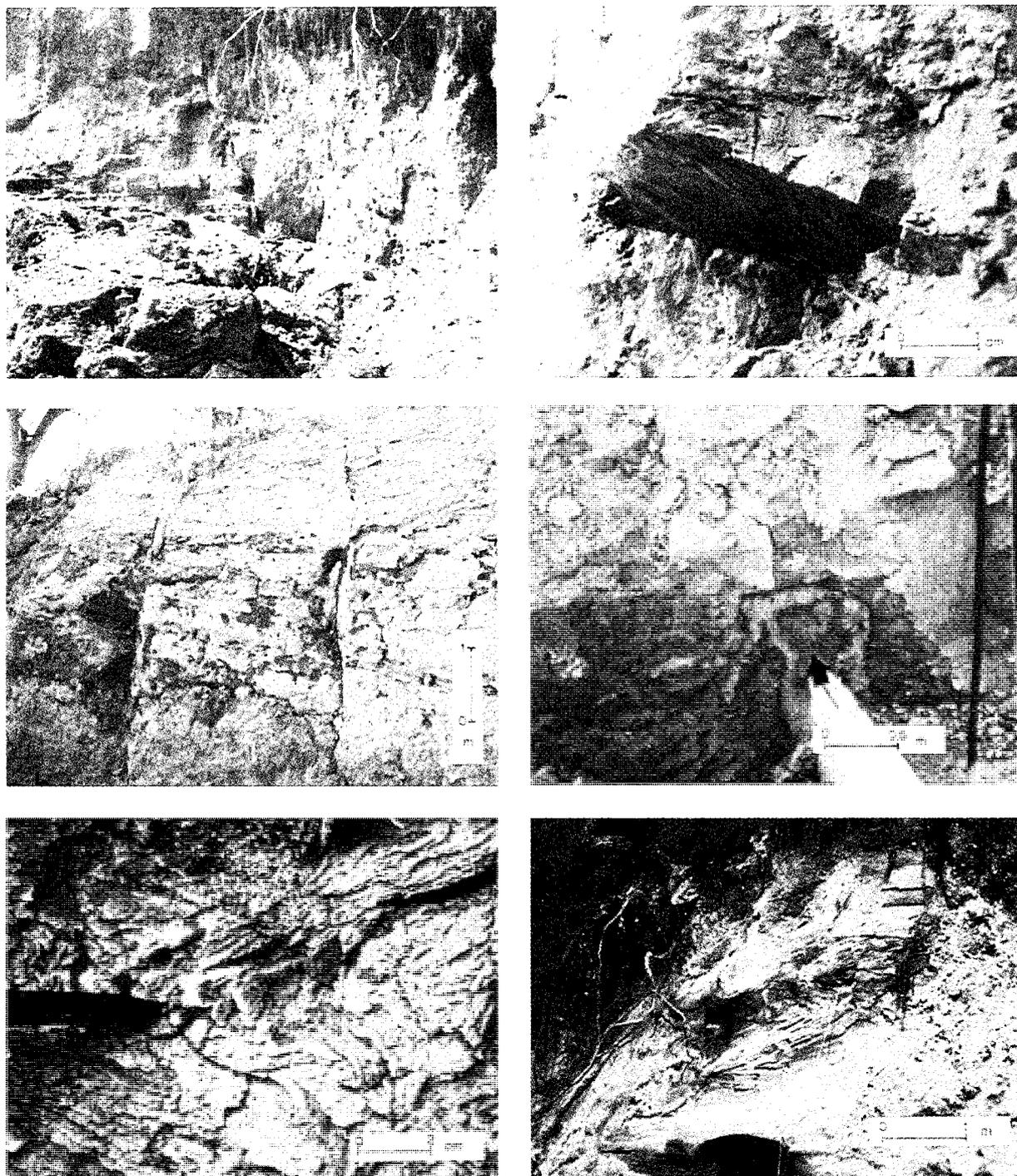


Fig. 42 - Ubicazione delle stazioni mesostrutturali.

Location of the mesostructural analysis measurement sites.



Figg. 43-48 (Da sinistra a destra, dall'alto / From left to right, top to bottom) - Cava Arboschio; piano di taglio a basso angolo e movimento normale associato a sistema di fratturazione a direzione NNW-ESE. [Arboschio Quarry; low-angle normal fault associated with a NNW-ESE joint system in the S. Martino Unit].

Cascina S. Martino (cfr. St. 2); piano di faglia a basso angolo e movimento inverso entro l'unità di S. Martino. [Low-angle reverse fault in the S. Martino Unit. Cascina S. Martino; St. 2].

Cascina Fagliaverde; *soft-sediment deformations*: laminazioni convolute a scala centimetrica con asse suborizzontale WNW-ESE entro l'unità di S. Martino. [Cascina Fagliaverde; *soft-sediment deformations* in the S. Martino Unit: convolute laminations (order of magnitude: a few cm in size) with a WNW-ESE subhorizontal axis].

Cava Arboschio; *soft-sediment deformations*: piega "intrafoliale", probabilmente connessa ad uno *slumping* entro i sedimenti dell'Unità di Ferrere. [Arboschio Quarry; *soft-sediment deformations*: "intrafolial" fold (order of magnitude: about 1 m) possibly connected with a *slumping* in the sediments of the Ferrere Unit].

Affioramento effimero 200 m circa a Sud di Madonna di Vignole; sistema di faglie e fratture metriche subverticali a direzione N120°E. [Ephemeral outcrop, 200 m to the South of Madonna di Vignole: subvertical N120°E trending joints and faults, about 1 m in size].

Affioramento effimero circa 200 m a Sud di Madonna di Vignole; filone sedimentario sabbioso sviluppato in corrispondenza di una delle faglie appartenenti al sistema N120°E. [Ephemeral outcrop, 200 m to the South of Madonna di Vignole: sedimentary sand-dyke along a subvertical N120°E-trending fault].

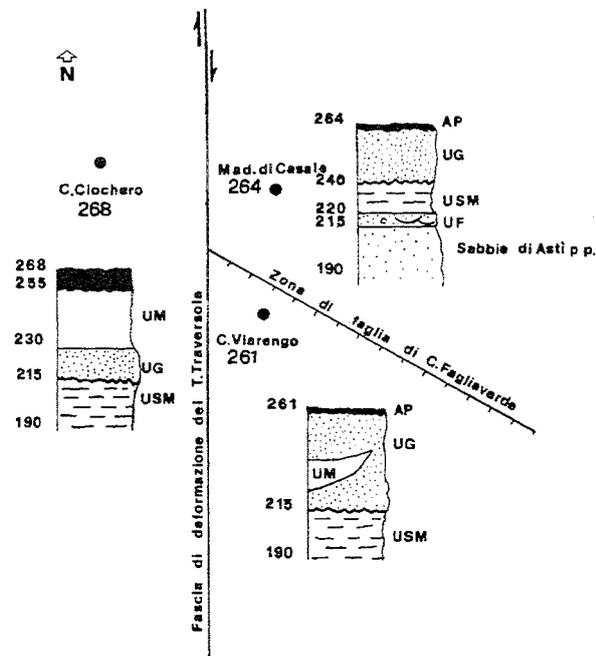


Fig. 49 - Illustrazione delle diverse caratteristiche rilevabili nelle successioni locali affioranti nel settore nord-ovest dell'area-tipo del Villafranchiano. Vengono indicate le quote di affioramento delle varie unità a lato di ciascuna colonna stratigrafica, e schematizzate in piante le possibili relazioni strutturali fra i diversi "settori" individuati ai lati della valle del T. Traversola (orientata N-S con decorso verso S).

Various features of local sequences outcropping in the NW portion of the Villafranchian type-area. The outcrop elevations of units are shown near each stratigraphic log. Possible structural relationships among "portions" as identified on each side of the N-S stretching valley of Torrent Traversola (flowing southwards) are also shown.

renza del sistema di fratturazione N-S fra le associazioni mesostrutturali (Fig. 41) e il suo infittirsi come frequenza nell'area occidentale risultano in accordo con la presenza di una discontinuità maggiore, caratterizzata da tale direzione; resta però problematico definirne l'importanza e la precisa collocazione spaziale a livello di tutta l'area-tipo del Villafranchiano; mancano soprattutto dati per verificare una sua eventuale prosecuzione nel Settore Centro-Meridionale.

L'imponente scarpata che delimita verso Est l'Altopiano di Poirino può essere interpretata come espressione morfologica di questa fascia di deformazione.

Le considerazioni sopra esposte, che pure hanno offerto alcuni importanti elementi per l'elaborazione del modello interpretativo proposto a conclusione del presente lavoro di revisione, dal punto di vista strutturale rappresentano solo un contributo necessariamente preliminare e uno spunto per future ricerche; queste andranno rivolte a colmare la lacuna che riguarda la connessione fra il quadro geometrico-cinematico locale e la geologia a scala regionale. In particolare, accertata l'eventuale prosecuzione verso Nord della Fascia di deformazione del Torrente Traversola, andrà chiarito se questa rappresenti, come sembra probabile, la manifestazione superficiale delle discontinuità crostali che più a Nord hanno prodotto l'evoluzione recente lungo la Zona di deformazione del Rio Freddo (Piana & Polino, 1994).

4.5 Biostratigrafia

Nei paragrafi che seguono verranno esposti i dati e le interpretazioni relativi ai diversi gruppi di organismi fossili raccolti in passato e nel corso della revisione del Villafranchiano-tipo. Le sezioni in cui si articoleranno sono le seguenti: vertebrati; macrofossili vegetali; pollini; molluschi; foraminiferi; ostracodi.

4.5.1 Vertebrati

(P. Ambrosetti, A. Azzaroli, G. Ficarelli, F. Masini, B. Sala & D. Torre)⁽²⁵⁾

Numerosi sono i resti di vertebrati provenienti dall'area di Villafranca d'Asti, rinvenuti a partire dalla seconda metà del '700; purtroppo raramente furono indicati con esattezza la località ed il tipo di sedimenti contenenti i resti fossili: in buona parte essi provengono, secondo la dicitura delle etichette collegate, da località molto vaghe.

Ad esempio nel 1860 fu donata al Museo di Torino una ricca collezione di fossili, provenienti dagli scavi della linea ferroviaria Torino-Genova, indicata, negli archivi del museo, come "Collezione Barbavara": i resti fossili contenuti in essa costituiscono un insieme alquanto eterogeneo e difficilmente collocabile stratigraficamente: in essa sono presenti resti di mastodonti e di elefanti, probabilmente i primi provenienti dai sedimenti villafranchiani ed i secondi dai depositi fluviali terrazzati quaternari che costituiscono l'Altopiano di Poirino. Le etichette del museo indicano come località di provenienza di questi resti "tra Dusino e San Paolo"; in altri casi è indicato genericamente "Astigiana".

Alcuni dei resti di cui non si conosce con esattezza la località di rinvenimento, sono stati collocati stratigraficamente esclusivamente grazie ad un paziente lavoro di ricerca a carattere storico (si è cercato di capire la località di provenienza dei resti consultando sia i documenti presenti in museo che nell'Archivio piemontese delle Ferrovie dello Stato) e ad un accurato esame dei residui di sedimento ancora aderenti ai resti stessi.

I dati ottenuti consentono di riferire i resti, con relativa certezza, ai diversi complessi di sedimenti individuati durante il rilevamento effettuato in occasione della revisione: in linea di massima si è preferito non specificare quale fosse esattamente l'unità di provenienza tenendo conto delle numerose interdigitazioni tra unità dello stesso complesso e la somiglianza tra le facies riscontrata durante il rilevamento.

L'esatta località di provenienza e la posizione stratigrafica sono indicate nella Carta Geologica (cfr. Tav. 1) solo per i resti di vertebrati, citati in letteratura, rinvenuti a partire dal 1960: questi resti possono essere collocati stratigraficamente all'interno delle unità distinte in occasione della revisione (ad esempio, i resti costituenti l'Unità faunistica locale di Cascina Arondelli, possono essere riferiti all'Unità di San Martino).

(25) Hanno collaborato alle ricerche: Laura Abbazzi, Patrizia Argenti, Paola Boano, Sergio Gentili, Flavius E. Ikome, Paul Mazza, Alberto Mottura, Lorenzo Rook.

Abbiamo già detto che, a partire dal 1849 furono rinvenuti, in occasione del taglio della trincea ferroviaria Torino-Genova, numerosi resti di grandi vertebrati.

Gli scavi per la ferrovia si sviluppavano nel tratto compreso tra il margine orientale dell'Altopiano di Poirino e Villafranca d'Asti, lungo il fianco destro della valle Traversòla: con ogni probabilità fu messa in luce la successione villafranchiana, per una potenza di circa 100 m.

I lavori per la costruzione della ferrovia durarono circa otto anni (cfr. §3.1) ed, oltre agli scavi degli affioramenti connessi con la trincea ferroviaria, furono effettuati pure numerosi sterri sui rilievi circostanti, allo scopo di fornire materiale di prestito per la costruzione dei rilevati. Tale enorme quantità di scavo in diversi siti giustifica i numerosi rinvenimenti di vertebrati effettuati in quel periodo. Come già ricordato, mai fu indicata nelle etichette una precisa localizzazione.

Il rilevamento effettuato in occasione della revisione ha evidenziato che nel tratto di versante compreso tra l'Altopiano di Poirino e Villafranca d'Asti affiorano sedimenti riferibili a entrambi i complessi individuati: in particolare quelli appartenenti alle Unità di Maretto e di Cascina Gherba per il Complesso Superiore e all'Unità di San Martino per il Complesso Inferiore. In quest'area affiorano inoltre i depositi fluviali che costituiscono in superficie l'Altopiano di Poirino, presenti pure sulle numerose superfici terrazzate che intagliano a più livelli i rilievi.

Nel 1849 *Sismonda diede la notizia del rinvenimento e dello scavo di uno scheletro di un mastodonte (n° catalogo del Museo di Torino 14830), proveniente per l'appunto dal taglio della trincea ferroviaria, presso Solbrito (*Baretti 1880a precisò il luogo di provenienza del mastodonte indicando "presso il casello 33").

Nel 1851 *Sismonda pubblicò la memoria paleontologica dedicata a questo fossile dove furono illustrati pure alcuni molluschi continentali rinvenuti nello stesso scavo del mastodonte. L'Autore affermò che i sedimenti in cui era adagiato il mastodonte erano costituiti da "uno strato d'argilla quasi plastica coperto da altri strati di sabbia e ghiaia" in cui l'Autore segnalò la presenza di molluschi continentali. Sedimenti con queste caratteristiche potrebbero essere riferibili all'Unità di San Martino, appartenente al Complesso Inferiore.

A poca distanza dallo scheletro del mastodonte, in sedimenti analoghi, l'Autore riferì che furono rinvenuti pure una mandibola di rinoceronte e alcuni resti di corna di cervidi.

Nella stessa opera furono inoltre citati altri resti di mastodonte e di tapiro, rinvenuti da Gastaldi nei pressi di Ferrere: in questo caso non sono specificati né l'esatta località del rinvenimento né il tipo di sedimento contenente i resti; è probabile però che anche questi provengano dai sedimenti del Complesso Inferiore.

Nel 1860 *Gastaldi figurò un dente di mastodonte proveniente da Ferrere (n° catalogo Museo 14867): i sedimenti in cui fu rinvenuto il dente, descritti dall'Autore, possono essere ricondotti a quelli del Complesso Inferiore; Gastaldi inoltre figurò un dente di *Trilophodon borsoni* proveniente da S. Paolo e riferì dello scavo di un altro scheletro di mastodonte rinvenuto a S. Paolo (n° catalogo Museo 14831): anche in questo caso i resti prover-

rebbero dai sedimenti del Complesso Inferiore.

La "Collezione Gastaldi" (n° catalogo Museo 14866+14879) comprende resti di 14 individui diversi; tali resti, costituiti essenzialmente da denti, provengono da Ferrere: in quest'area affiorano (cfr. Tav. 1), in larga misura, le sabbie indicate come Unità di Ferrere, cui sono sovrapposti i depositi siltoso-argillosi dell'Unità di San Martino (Complesso Inferiore) ed i sedimenti del Complesso Superiore.

Nel 1904 fu rinvenuto, nel territorio di Villafranca d'Asti, uno scheletro intero di mastodonte (n° catalogo Museo 14834): di questo resto, citato da *Parona solo nel 1930, non si conoscono l'esatta località di provenienza né la collocazione stratigrafica; l'aspetto dei resti e i rari residui di sedimento ancora aderenti alle ossa, rendono probabile la provenienza, anche di questo mastodonte, dal Complesso Inferiore.

Nel 1946 *Loss elencò in un catalogo non illustrato tutti i resti di mastodonti conservati al Museo di Torino: i fossili rinvenuti nell'area circostante l'abitato di Villafranca d'Asti sono stati descritti come *Zygodon borsoni* e *Anancus arvernensis*. In questo elenco sono indicati i resti unitamente alla loro località di provenienza: Villafranca d'Asti, Dusino, Solbrito (Dusino), San Paolo della Valle, Maretto di Val Sareno, Briccarello di Cortazzone, Roatto (Montafia), Valmaggione, Ferrere, Cantarana.

In alcune di queste località (Villafranca d'Asti, Dusino, Solbrito, ecc.) affiorano, in base alla Carta geologica, sedimenti riferibili ad entrambi i complessi, in altre (Cantarana, Valmaggione, ecc.) affiorano invece solo i sedimenti del Complesso Inferiore.

Altri reperti di mastodonte presenti tutt'oggi al Museo di Torino e mai pubblicati sono:

- resti di 3 individui diversi di mastodonte, tutti recanti l'etichetta "Dusino", costituiti da mandibole con denti e denti molari (n° catalogo Museo 14838, 14842, 14847);
- resti di 3 individui diversi di mastodonte, recanti etichetta "San Paolo-Dusino" (probabilmente appartenenti alla Raccolta Barbavara e quindi rinvenuti durante gli scavi della trincea ferroviaria) costituiti da mandibole, altre ossa e denti (n° catalogo Museo 14833, 14845, 14848);
- una mandibola con resti di dente che reca etichetta "Maretto di Val Sareno" (n° catalogo Museo 14840);
- un frammento di dente che reca etichetta "Solbrito loc. Vasasco" (n° catalogo Museo 14846);
- un molare da latte che reca etichetta "Roatto di Montafia" (n° catalogo Museo 14854);
- un ramo mandibolare con dente che reca etichetta "Cantarana" (n° catalogo Museo 14841);
- alcuni denti e un frammento di mascellare che reca etichetta "Bricco Fassino in Valle Maggiore" (n° catalogo Museo 14863).

Tutti questi resti provengono probabilmente dai sedimenti riferibili, secondo il lavoro di revisione, al Complesso Inferiore. In località "Bricco Fassino in Valle Maggiore" affiorano i sedimenti riferibili all'Unità di Ferrere e alcuni mesi fa, un abitante di San Paolo ci ha mostrato quali fossero le località, non segnate in carta, in cui sono stati rinvenuti i resti n° 14840 e 14846: in tali località affiorano i sedimenti dell'Unità di San Martino (cfr. Tav. 1).

Per ciò che riguarda gli zigolofodonti, nel Museo di Torino sono conservati, come ricorda Loss, solo due resti:

il primo, costituito da un terzo molare superiore destro, e sul quale *Borson definì l'olotipo del suo *Zygalophodon* nel 1823 (n° catalogo Museo 14896), rinvenuto sulle "colline presso Villanova d'Asti"; il secondo, un molare destro figurato da *Gastaldi nel 1860 e rinvenuto presso San Paolo (n° catalogo Museo 14897).

Nel 1880 *Baretti (1880a; 1880b; 1880c) diede comunicazione del rinvenimento di uno scheletro completo di rinoceronte (n° catalogo Museo 17364), nella cava di Cascina Crotino, successivamente denominato da *Sacco (1895b) come *Rhinoceros etruscus* var. *astensis*.

I depositi descritti dagli Autori potrebbero essere riferibili al Complesso Inferiore: i recenti rilevamenti evidenziano che nell'area circostante Cascina Crotino affiorano esclusivamente i sedimenti dell'Unità di San Martino.

*Sacco (1906a), pubblicò una memoria descrittiva di alcuni resti di rinoceronte in cui vennero figurati numerosi resti presenti in museo: ad esempio i resti già citati da *Sismonda (1849) e costituiti da una emimandibola con frammenti di denti (n° catalogo Museo 17367), i resti rinvenuti da Gastaldi presso Ferrere e costituiti da denti e resti di denti (n° catalogo Museo 17384, 17386, 17387), un frammento di mandibola (n° catalogo Museo 17373) proveniente da San Paolo, una serie dentale mascellare sinistra (n° catalogo Museo 17374, 17377), denti isolati (n° catalogo Museo 17382) e omero, ulna, radio, e tibia (n° catalogo Museo 17391, 17393, 17394, 17396), tutti provenienti da "San Paolo-Dusino".

I resti rinvenuti a Ferrere provengono molto probabilmente dal Complesso Inferiore, visto che in quest'area affiorano quasi esclusivamente i sedimenti dell'Unità di Ferrere e dell'Unità di San Martino; per ciò che riguarda i rimanenti resti non è possibile stabilire il complesso di provenienza.

I resti citati fino ad ora fanno parte della Collezione del Museo di Torino: quelli elencati da questo punto in poi sono conservati in altri musei; i fossili rinvenuti durante il rilevamento sono conservati al Museo di Torino ma non sono stati ancora catalogati.

Nel 1903 *De Alessandri descrisse alcuni resti di *Cervus etuerianum* e di *Cervus pardinensis* provenienti da una località non meglio definita "tra San Paolo e Dusino": lo stato di conservazione ed alcuni residui di sedimento aderenti ai fossili lasciano supporre che essi provengano da sedimenti riferibili al Complesso Inferiore.

Pure i *Leptobos* descritti da *Merla (1949), forme arcaiche del gruppo, potrebbero provenire da sedimenti analoghi a quelli indicati nel lavoro di revisione come appartenenti al Complesso Inferiore.

Nel 1967 *Hürzeler pubblicò l'elenco dei vertebrati fossili dei dintorni di Villafranca d'Asti rinvenuti a partire dal dopoguerra. Tali resti furono acquistati da un appassionato da numerosi cavaatori della zona ed in seguito venduti al Museo paleontologico di Basilea. I resti paiono provenire da tutta l'area circostante Villafranca d'Asti e non dallo scavo della cava R.D.B.: tutti questi reperti, comunque, dovrebbero appartenere ai sedimenti del Complesso Inferiore.

Nel 1970 *Berzi *et al.* segnalano il rinvenimento di numerosi resti di micromammiferi, anfibi, uccelli, pesci e rettili, presso l'affioramento di Cascina Arondelli. Attual-

mente il fronte di cava descritto dagli Autori è stato completamente ricoperto dalla vegetazione: i recenti rilevamenti hanno però messo in luce la presenza di numerosi, piccoli affioramenti dei sedimenti dell'Unità di San Martino, nell'area circostante Cascina Arondelli, indicata ora in carta come Cascina Damasia. I resti descritti da Berzi *et al.* provengono ragionevolmente dagli stessi sedimenti.

Nel 1970 *Pavia segnalò il rinvenimento, nei depositi siltoso-sabbiosi affioranti nella parte alta di cava Arboschio, di resti di *Rhinoceros (Dicerorhinus)* sp. e di *Anancus arvernensis*; quei depositi, rilevati nel corso della revisione, sono stati ascritti all'Unità di San Martino.

Sempre nel 1970 *Francavilla *et al.* segnalano il rinvenimento di frammenti di denti sicuramente riferibili ad *Anancus arvernensis* nelle cave di Cascina Arondelli e Cascina Crotino, anch'essi in sedimenti siltoso-sabbiosi riconducibili all'Unità di San Martino.

Recentemente *Campanino *et al.* (1993) hanno segnalato il rinvenimento, presso Cascina Melona (Roatto) di uno scheletro intero di *Stephanorhinus jeanvireti*, proveniente da un livello sabbioso costituito da depositi dell'Unità di San Martino.

Nel corso del rilevamento, nei sedimenti sabbiosi e ghiaiosi dell'Unità di San Martino sono stati rinvenuti: resti di *Anancus arvernensis*, uno 250 m a SW di località Morra e uno 300 m a Sud; di mesopiteco, 400 m a SW di Cascina Viarengo; di tartaruga, 200 m a Sud di Cascina Nicolini e in corrispondenza del fronte inferiore della cava di Fornace R.D.B. (determinata come *Mauremys* sp. da Kotsakis, com. pers.) e di *Stephanorhinus* cfr. *jeanvireti*, 200 m a SE di Cascina Oggero.

Numerosi sono i resti di elefante conservati nel Museo di Torino e provenienti in larga misura degli scavi della linea ferroviaria dal tratto circostante San Paolo: essi, vennero esaminati e raffigurati per la prima volta da *Zuffardi nel 1913 che li determinò come resti di *Elephas meridionalis*, *E. antiquus* e una varietà di *E. primigenius*.

I resti conservati al Museo di Torino si possono suddividere in due gruppi. Gruppo a): alcuni molari inferiori di un elefante arcaico, classificato nei cartellini del museo come *E. meridionalis*, ma attribuibile a *Mammuthus (Archidiskodon) gromovi*, la forma elefantina più antica conosciuta nel bacino mediterraneo. Gruppo b): numerosi resti di molari che mostrano differente stato di conservazione rispetto al Gruppo a) attribuiti da *Zuffardi (1913) a *E. primigenius*, ma verosimilmente vicini a *E. trogontherii* o *Mammuthus* gr. *armeniacus*. Il Gruppo a) è cronologicamente più giovane delle faune di S. Paolo-Solbrito e quindi attribuibile al Pliocene superiore. Il Gruppo b) è riferibile al Plei-stocene medio. Per ciò che riguarda questi resti non risulta possibile, alla luce delle attuali conoscenze, stabilire da quale dei due complessi essi provengano.

Nel corso del rilevamento in un subaffioramento del Complesso Superiore, probabilmente nell'Unità di Marretto, sono stati rinvenuti 150 m a Ovest di Cascina Viarengo, due frammenti di vertebrati, riferibili rispettivamente a *Cervus* e a *Sus*.

Nell'area circostante l'abitato di Ferrere sono stati rinvenuti da Gastaldi resti di marmotta, citati da *Sismonda (1860-1862), che provengono da sedimenti sabbiosi più o meno grossolani, caratterizzati da stratificazione incrociata; l'età di questi resti è sicuramente

non più antica della fine del Pleistocene medio, ma, tenuto conto delle abitudini fossorie della marmotta, l'età dei sedimenti che la contengono potrebbe essere molto più antica.

Resti di *Equus*, tra cui una serie di 5 denti mascelari, attribuita da *Rütimayer (1875) a *Equus stenonis*, paiono provenire dai depositi fluviali di età pleistocenica media costituenti in superficie l'Altopiano di Poirino.

Per inquadrare la fauna a mammiferi presente nei sedimenti villafranchiani nello schema biocronologico delle faune plio-pleistoceniche continentali, è riportato nella Tavola 2 un quadro riepilogativo relativo ai principali giacimenti italiani. Questo quadro è stato preparato dal Gruppo Informale per la Paleontologia dei vertebrati del C.N.R.

4.5.2 Macrofossili vegetali (E. Martinetto & D. Mai)

I depositi delle Unità di Ferrere e San Martino contengono un *record* cospicuo della flora esistente al tempo della loro sedimentazione. Ciononostante, gli sforzi tesi alla raccolta ed allo studio dei macrofossili vegetali sono stati sinora piuttosto esigui. Alcune impronte fogliari di collocazione stratigrafica incerta sono descritte da *Peola (1896); inoltre *Francavilla & Tomadin (1970) riportano una lista di resti fogliari, appartenenti a diversi generi, raccolti presso Cascina Crotino a meno di 1 km dalla cava di Fornace R.D.B. In *Pavia (1970) troviamo un più dettagliato studio su filliti raccolte a vari livelli nella Cava Arboschio.

In considerazione della scarsità di materiale pubblicato o conservato nelle collezioni esistenti, soltanto una gran mole di lavoro di terreno e di laboratorio permetterebbe di sfruttare adeguatamente il potenziale paleoecologico, paleoclimatico e biostratigrafico delle associazioni a macrofossili vegetali conservate nella successione pliocenica dei dintorni di Villafranca d'Asti.

Il presente lavoro si propone di fornire un contributo alla conoscenza della macroflora fossile del Villafranchiano, con alcuni nuovi dati relativi alle sezioni della Cava Arboschio, della Fornace R.D.B. e di Roatto-Cascina Melona.

Per la nomenclatura utilizzata si rimanda a *Mai (in stampa) e Martinetto (1995), per quel che riguarda le fruttificazioni fossili, a Knobloch & Kvacek (1976), Mai (1971) e Mai & Walther (1988) per quel che riguarda i resti fogliari.

Cava Arboschio

Alcune informazioni sulle associazioni a macrofossili vegetali si aggiungono ai dati riportati da *Pavia (1970):

a) Nella porzione di successione facente parte dell'Unità di Ferrere (Fig. 19), dove predominano le sabbie a laminazione obliqua con molluschi marini, si hanno pure due livelli fossiliferi composti da numerosi straterelli pelitici (1-5 cm) con intercalazioni sabbiose planari all'incirca del medesimo spessore (cfr. §4.3.2). Questi depositi rappresentano la litofacies C e sono interpretati come sedimenti di piana tidale.

Nel livello inferiore, ai 3 m della sezione di Figura 19, prevalgono impronte di resti fogliari indeterminabili, estremamente frammentari. Su alcuni di questi frammenti è stata notata la presenza di impronte di zoeci di

Tabella 3 - Distribuzione e frequenza dei *taxa* nelle orictoceno- si (A1-A5) della sezione (Fig. 19) di Cava Arboschio. Legenda: ff, molto frequente; f, frequente; r, raro; rr, molto raro. 1, 2: numero di esemplari. Qualora non sia specificato il contrario, i fossili rappresentano parti fogliari.

Distribution and frequency of taxa in the orictocoenoses from the Arboschio Pit. Legend: ff, very frequent; f, frequent; r, rare; rr, very rare 1, 2: number of specimens. Where not specified, the fossils represent imprints of leaves. Additionally a few fruits, seeds, cones and cupules are listed.

Taxa	livelli				
	A1	A2	A3	A4	A5
Elementi subtropicali					
<i>Daphnogene polymorpha</i> (Al. Braun)	r	r	rr		r
<i>Ocotea heeri</i> (Gaudin)	rr	r	rr		
<i>Symplocos schereri</i> Kirchheimer (frutto)					1
<i>Toddalia</i> sp. (semi)					2
Taxodiaceae palustri					
<i>Glyptostrobus europaeus</i> (Brongniart)				rr	
<i>Taxodium dubium</i> (Stemberg)				f	
Specie caducifoglie "terziarie"					
<i>Acer tricuspidatum</i> Bronn	rr			r	
<i>Alnus cecropiaefolia</i> (Ettingshausen)	r	r	rr		
<i>Alnus gaudinii</i> (Heer)		rr		ff	
* <i>Bambusa</i> cf. <i>astensis</i> Peola	rr				
<i>Magnolia</i> sp. (infruttescenza)					1
<i>Quercus sapperi</i> (Menzel) (cupule)					f
<i>Quercus pseudocastanea</i> Goeppert					ff
Caducifoglie "temperate"					
<i>Acer</i> sp. (frutto)				1	
<i>Betula</i> sp.		1			
<i>Carpinus</i> sp. (frutto)					1
<i>Celtis</i> sp.		1			
<i>Fagus</i> sp. (cupule in A5)	ff	f	ff		2
<i>Platanus</i> sp.	r	r	r		
<i>Populus</i> sp.	rr	f	rr		
<i>Populus</i> cf. <i>tremula</i> L.	rr	r			
<i>Pterocarya</i> sp.		f			
<i>Salix</i> sp.	r	r	f		
<i>Ulmus</i> sp.	f	ff	ff		
Altri					
Monocotyledones indet.				f	
<i>Pinus</i> (<i>Strobilus</i>) cf. <i>peuce</i> (cono)					1
* <i>Pteris</i> sp.			f		

briozoi.

Due straterelli pelitici (A1 e A2) del livello superiore, situato ai 10 m della sezione di Figura 19, sono invece ricchi di impronte di foglie perfettamente integre o solo scarsamente frammentate. Queste si rinvengono anche in grossi blocchi di peliti (A3) rielaborati nel livello sabbioso soprastante (Tab. 3).

L'analisi delle associazioni fogliari A1, A2 e A3 ha messo in evidenza la prevalenza di *taxa* indicativi di foreste ripariali (*Platanus*, *Populus*, *Pterocarya*, *Salix*, *Ulmus*). Ciò indica che i macroresti vegetali sono stati prelevati principalmente da comunità sviluppate ai margini dei fiumi ed hanno quindi subito un trasporto sino alla piana di marea in cui è avvenuto il seppellimento definitivo.

Altri elementi quali l'alta densità delle foglie sui piani di stratificazione, la loro ridotta frammentarietà e

Tabella 4 - Elenco dei *taxa* rinvenuti nei campioni paleocarpologici prelevati dai livelli R1, R2 e R3 della Cava R.D.B. di Villafranca d'Asti (Unità di San Martino). La collocazione stratigrafica è indicata in Figura 29: ff, molto frequente; f, frequente. I numeri indicano l'abbondanza dei *taxa* nelle associazioni paleocarpologiche dei vari campioni.

List of *taxa* found in paleocarpological samples taken from layers R1, R2, R3 of the R.D.B. Pit succession of Villafranca d'Asti (San Martino Unit). The stratigraphic position is shown in Figure 29: ff, very frequent; f, frequent. Numbers indicate abundance of *taxa* in paleocarpological assemblages of each sample.

LIVELLO CAMPIONE	R1			R2	R3	LIVELLO CAMPIONE	R1			R2	R3
	A0I	A1M	A1O	A1W	A2A		A0I	A1M	A1O	A1W	A2A
<i>Acer</i> sp.					1	Lamiaceae gen. et sp. indet. C		1			
<i>Acer</i> sp. A	3		3			<i>Liriodendron geminata</i>		1			
<i>Actinidia faveolata</i>				2		<i>Lycopus europaeus</i>		3		1	
<i>Ajuga antiqua</i>				1		<i>Magnolia cor</i>		4			
<i>Alisma</i> sp.	18	82	2			<i>Meliosma wetteraviensis</i>		1		1	
<i>Alnus</i> sp.	f	14	19		f	<i>Melissa italica</i>		5	9		
Apiaceae indet.	1					<i>Mentha</i> sp. A			12		
<i>Boehmeria lithuanica</i>		4	1	3	35	<i>Nuphar canaliculatum</i>		1		9	
<i>Callitriche</i> sp.		2	2			<i>Nyssa disseminata</i>		f	49	3	
<i>Carex</i> aff. <i>atrofusca</i>	4	4	22	2		<i>Oenanthe</i> sp. A		f	2	2	2
<i>Carex</i> aff. <i>pallescens</i>				11	17	<i>Parrotia reidiana</i>		f	ff	f	
<i>Carex</i> aff. <i>remota</i>		2		1	1	<i>Peucedanum moebii</i>					2
<i>Carex</i> cf. <i>aquatilis</i>	158	60	56	3		<i>Potamogeton</i> cf. <i>polymorphus</i>	4	1		1	
<i>Carex</i> cf. <i>laevigata</i>	1			32	14	<i>Proserpinaca reticulata</i>	1	3			
<i>Carex</i> cf. <i>loliacea</i>	67		4			<i>Prunus</i> aff. <i>padus</i>					1
<i>Carex</i> cf. <i>pendula</i>				7		<i>Ranunculus</i> gr. <i>aquatilis</i>	19	2			3
<i>Carex</i> cf. <i>plicata</i>				f		<i>Rubus microspermus</i>			3		f
<i>Carex flagellata</i>				1		<i>Salvinia tuberculata</i>					7
<i>Carex plicata</i>				2		<i>Sambucus pulchella</i>					1
<i>Carex pseudocyperus</i>		1				<i>Sassafras ludwigii</i>		f	1	2	
<i>Carex</i> sp.		2		15		<i>Selaginella</i> gr. <i>pliocanica</i>					14
<i>Carex szaferi</i>		12	8			<i>Sinomenium cantalense</i>		2			
<i>Carex</i> (?) sp. 7					1	<i>Sparganium nanum</i>		2			
<i>Carpinus</i> sp.				2		<i>Sparganium neglectum</i>		1	1		
<i>Carpolithes cucurbitinus</i>				12	1	<i>Styrax maximus</i>					8
Caryophyllaceae indet.		1				<i>Taxodium dubium</i>		f	31	1	
<i>Cirsium</i> sp.				13		<i>Toddalia naviculataeformis</i>				2	
<i>Corylus avellana</i>				f		<i>Toddalia rhenana</i>		9			
<i>Cotoneaster</i> cf. <i>gailensis</i>				3		<i>Viola bergaensis</i>			8		2
<i>Erica</i> sp. A				4		<i>Viola neogenica</i>					12
<i>Ficus potentilloides</i>		1				<i>Viola</i> sp.			2		
<i>Hypericum</i> sp. A	2	1				<i>Vitis parasylvestris</i>		f	18	f	1
<i>Hypericum</i> sp. B				f		<i>Zelkova ungeri</i>		f			

l'abbondanza di rametti, non trasportabili per via aerea, permettono di concludere che la sedimentazione è avvenuta in prossimità di una foce a cui i macroresti giungevano per apporto fluviale.

b) Si è potuto ancora studiare il livello fossilifero indicato da *Pavia (1970) con la lettera D nella litozona 4 del fronte di cava 3, il quale ricade nell'intervallo dai 30 ai 35 m della sezione di Figura 19. Si tratta di sedimenti pelitici al tetto di un paleosuolo idromorfo, ricchi di impronte di foglie in associazione oligotipica (A4 in Tab. 3), la quale riflette una paleocomunità palustre locale ad *Alnus*, *Taxodium* e piante erbacee.

c) Nella parte più alta della sezione, immediatamente sottostante al livello F, litozona 7, fronte di cava 4 di *Pavia (1970), ci è stato possibile campionare un'interessante oritocenosi di impronte vegetali (A5 in Tab. 3) in uno strato pelitico. Tale strato si colloca pochi metri al di sopra del *top* (44 m) della successione rilevata da Basilici (cfr. §4.3.2, Fig. 19) e, contrariamente agli altri strati con impronte fogliari dell'Unità di San Martino, non è formato da lamine parallele, bensì è caratterizzato da una struttura massiva.

Questa differenza litologica può forse giustificare il fatto che l'associazione risulta dominata da *Quercus*

pseudocastanea Goeppert, *Q. sapperi* (Menzel) e *Daphnogene polymorpha* (Al. Braun), specie usualmente attribuite a paleocomunità mesofile. Di contro, come si vedrà più in dettaglio per la Cava R.D.B., le altre associazioni degli strati pelitici dell'Unità di San Martino sono dominate da essenze igrofile ed idrofile.

Cava della Fornace R.D.B.

Uno degli autori (Mai) prelevò nel 1967, circa alla base della successione allora affiorante, un campione di sedimento ricco di resti vegetali, la cui analisi rivelò una ricca associazione a frutti e semi. Un elenco floristico di questo materiale è stato pubblicato in via preliminare da *Gregor (1990), a cui ha fatto seguito una più approfondita trattazione di *Mai (in stampa). Il livello fossilifero da cui proviene la predetta associazione, costituito da un corpo lenticolare di peliti ricche in resti vegetali incompletamente carbonificati, viene indicato come R0.

La posizione stratigrafica nella sezione della Figura 29 non è facilmente definibile, visto il notevole arretramento del fronte di cava verificatosi negli ultimi decenni, tuttavia essa cade certamente negli 8 m basali o persino più in basso. I caratteri litologici di tale porzione di suc-

cessione permettono infatti di identificarla con le "argille lacustri di base" di *Francavilla & Tomadin (1970), nell'ambito delle quali era stato effettuato il campionamento dell'associazione R0.

L'associazione del livello R0 è il risultato dell'analisi di circa 5 kg di sedimento, da cui sono state separate 62 specie di frutti e semi. La maggior parte delle specie rinvenute in R0 rappresenta forme erbacee, per lo più igrofile o idrofile. Alcune di esse non hanno riscontro né nell'attuale flora europea né nella documentazione paleontologica e sono quindi descritte da *Mai (in stampa) come specie nuove: *Calendula parvula* Mai, *Melissa italica* Mai, *Rubus nanissimus* Mai, *Rumex maritimoides* Mai e *Scleria villafrancica* Mai.

Altre 15 specie erbacee sono estinte: *Azolla tege-lensis* Florschütz, *Cladium paleogiganteum* Mai & Walther, *Dulichium vespiforme* C. & E.M. Reid, *Myriophyllum microcarpum* Dorofeev, *Najas pliocenica* Dorofeev, *Najas sukaczewii* Dorofeev, *Nuphar pliocenica* Dorofeev, *Potamogeton crispoides* Dorofeev, *Rhynchospora tertiaria* Van der Burgh e *Salvinia intermedia* Nikitin. La loro distribuzione stratigrafica in Italia non è nota per la scarsità di ricerche paleocarpologiche.

Si aggiungono più di 20 specie ancora viventi in Europa, fra cui: *Damasonium alisma* Mill., *Carex elongata* L., *Euphorbia humifusa* Willd., *Ludwigia palustris* (L.), *Oenanthe lachenalii* Gmelin, *Origanum vulgare* L., *Ranunculus paludosus* Poir. e *Ranunculus trachycarpus* Fisch. & Meyer.

Le forme legnose sono rappresentate da: *Cephalanthus kireevskianus* Dorofeev, *Crataegus azarolus* L., *Cyrilla* cf. *rhenana* Mai, *Myrtus paleocommunis* Friis, *Ostrya* cf. *carpinifolia* Scop., *Paliurus favonii* Unger, *Pyracantha acuticarpa* (C. & E.M. Reid), *Quercus* cf. *petraea* (Matt.), *Taxodium dubium* (Sternberg), *Zelkova ungeri* Kovats.

Le specie a più elevata frequenza sono *Taxodium dubium* (Sternberg), *Cephalanthus kireevskianus* Dorofeev e *Najas pliocenica* Dorofeev; tenuto conto delle condizioni di ridotta energia ambientale in cui è avvenuta la sedimentazione (peliti), si può ipotizzare la presenza di questi *taxa* nella paleovegetazione locale.

Ulteriori campionamenti paleocarpologici su questa sezione sono stati condotti da *Gregor (1990), il quale elenca 8 *taxa* provenienti dal livello qui indicato con la sigla R1 (Gregor, com. pers.): *Carpinus betulus* L., *Fagus decurrens* C. & E. M. Reid ("F. pliocenica"), *Glyptostrobus europaeus* (Brongniart), *Liquidambar europaea* Al. Braun, *Magnolia cor* Ludwig, *Nyssa disseminata* (Ludwig), *Pinus* sp., *Vitis* sp.

La successione è stata nuovamente campionata in occasione del presente lavoro di revisione. È stato possibile individuare 3 livelli fossiliferi fertili dal punto di vista paleocarpologico, la cui collocazione stratigrafica è indicata in Figura 29 (cfr. §4.3.2). Si è applicato il campionamento volumetrico dei sedimenti, i quali sono stati successivamente disgregati e setacciati con maglie finali di 0,3 mm, secondo il metodo riportato da Martinetto (1994). Di seguito elenchiamo brevemente le caratteristiche litologiche e paleobotaniche dei predetti 3 livelli:

a) Il livello R1 si colloca 1,9 m dalla base della sezione ed è molto ben riconoscibile come un deposito argillo-

Tabella 5 - Elenco semiquantitativo dei *taxa* formanti le associazioni ad impronte fogliari nella parte media e alta della successione della Cava R.D.B. La posizione stratigrafica dei livelli fossiliferi R4-R8 è riportata in Figura 29. ff, molto frequente; f, frequente; r, raro; rr, molto raro; 1, 2: numero di esemplari.

Semiquantitative list of *taxa* forming leaf-imprint assemblages in the middle and upper part of the R.D.B. Pit succession. The stratigraphic position of fossiliferous layers R4-R8 is shown in Figure 29. ff, very frequent; f, frequent; r, rare; rr, very rare; 1, 2: number of specimens.

R4 (9 m):		
<i>Acer tricuspidatum</i> Bronn		rr
<i>Alnus gaudinii</i> (Heer)		ff
Monocotiledoni erbacee		f
"Pteris" sp.		rr
R5 (17-18 m):		
<i>Byttneriophyllum tiliaefolium</i> (Al. Braun)		f
<i>Glyptostrobus europaeus</i> (Brongniart)		ff
<i>Taxodium dubium</i> (Sternberg)		1
R6 (laterale o di poco soprastante a R5; materiale raccolto nel 1991):		
<i>Acer tricuspidatum</i> Bronn		ff
<i>Alnus gaudinii</i> (Heer)		f
<i>Byttneriophyllum tiliaefolium</i> (Al. Braun)		r
<i>Glyptostrobus europaeus</i> (Brongniart)		ff
Monocotiledoni erbacee		ff
R7 (19-20 m):		
<i>Acer tricuspidatum</i> Bronn		rr
<i>Alnus gaudinii</i> (Heer)		ff
Monocotiledoni erbacee		f
R8 (36 m):		
<i>Acer tricuspidatum</i> Bronn		r
<i>Alnus gaudinii</i> (Heer)		ff
<i>Alnus</i> cf. <i>glutinosa</i> (L.)		r
<i>Glyptostrobus europaeus</i> (Brongniart)		f
Monocotiledoni erbacee		f
<i>Taxodium dubium</i> (Sternberg)		2

so (5 cm), ricco in rametti e foglie incompletamente carbonificate (*Taxodium* è molto frequente), al tetto di un paleosuolo (cfr. Fig. 29). L'associazione a frutti e semi di questo livello è la più ricca che si possa trovare oggi giorno nell'intera cava. L'analisi paleocarpologica di 3 campioni di sedimento, il cui volume complessivo approssima i 25 dm³, ha permesso di accertare 43 *taxa* (Tab. 4).

b) Il livello R2 (7,8 m) rappresenta un paleosuolo che contiene un'associazione di frutti e semi leggermente decomposti (probabilmente nel periodo immediatamente successivo al seppellimento), fra cui spiccano *Corylus* e *Styrax*, osservabili direttamente sulla superficie di affioramento. L'elenco dei *taxa* rinvenuti in circa 27 dm³ di sedimento è riportato in Tabella 3.

c) Con R3 (8,5 m) si è indicato uno strato argilloso, caratterizzato da un'associazione oligotipica di foglie carbonificate (*Alnus* è dominante), dal quale si è estratta, tramite setacciatura di 18 dm³ di sedimento, un'orictocenosi a frutti e semi molto povera (Tab. 3).

Nei livelli superiori a R3 la sostanza organica è completamente ossidata e i macrofossili sono conservati esclusivamente come impronte (foglie soprattutto), le quali sono state campionate nei principali livelli fertili (Tab. 5), che hanno sempre fornito associazioni oligotipiche.

Il confronto dei dati paleobotanici con l'analisi sedimentologica della successione della Cava R.D.B. permette di stabilire che le orictocenosi a macrofossili vegetali sono conservate soprattutto nella litofacies B (aree allagate). Fa eccezione l'orictocenosi R2, che proviene dalla litofacies D (paleosuoli del tipo D1). Tali litofacies

corrispondono ad una sedimentazione prevalentemente clastica in acque dolci e stagnanti (cfr. §4.3.2), talvolta vegetate nel sito preciso di deposizione, come testimoniato dalla presenza di paleosuoli palustri (litofacies D1) con radici fossili *in situ*.

Ne consegue che le oritocenosi a macrofossili vegetali forniscono una documentazione sulle paleocomunità vegetali sviluppate ai margini dei piccoli bacini di sedimentazione o persino di quelle impostate direttamente nel sito di deposizione.

Sulla base della densità e frequenza dei *taxa* nei vari livelli fossiliferi (Tab. 5) e tenendo conto dei processi biostratinomici coinvolti nella formazione dei depositi a foglie (Ferguson, 1984; Spicer & Wolfe, 1987) e a fruttificazioni (Collinson, 1983; Thomasson, 1991; Cappers, 1993; Martinetto, 1995), possiamo tentativamente ricostruire la seguente successione di vegetazione locale (*in situ* o ai margini dell'ambiente di sedimentazione) dal basso verso l'alto della sezione della Cava R.D.B.:

R0: Foresta palustre a *Taxodium-Cephalanthus* con piante erbacee igrofile e comunità a idrofite (*Najas*, *Potamogeton*, *Salvinia*, *Trapa*, *Nuphar*, ecc.).

R1: Foresta palustre a *Taxodium-Nyssa-Parrotia* (forse anche *Sassafras* e *Vitis*) con piante erbacee igrofile e comunità a idrofite (*Nuphar*, *Proserpinaca*).

R2: Bosco igrofilo o meso-igrofilo ad *Alnus* e *Corylus* con piante erbacee (*Carex*, *Hypericum*, ecc.) e *Rubus*.

R3-4: Bosco igrofilo ad *Alnus* con piante erbacee e *Rubus*.

R5: Foresta palustre a *Glyptostrobus-Byttneriophyllum*. Non lontano cresceva *Taxodium*.

R6: Foresta palustre a *Glyptostrobus-Acer-Alnus-*

Byttneriophyllum.

R7: Bosco igrofilo ad *Alnus gaudinii* (Heer) con piante erbacee.

R8: Foresta palustre ad *Alnus-Glyptostrobus* con piante erbacee. Non lontano crescevano *Taxodium* ed *Acer*.

Sebbene, ai fini della precedente ricostruzione di successione paleovegetazionale locale, l'autoecologia dei *taxa* sia stata tenuta in minor conto rispetto alla loro frequenza nelle oritocenosi, le caratteristiche ecologiche degli analoghi attuali dei *taxa* sopraelencati risultano a posteriori ottimamente congruenti con il quadro paleo-ambientale delineato dagli studi sedimentologici.

Quasi tutti gli analoghi attuali sono infatti caratteristici di comunità igrofile e idrofile dell'Eurasia o dell'America. Fanno eccezione *Corylus* e *Parrotia*, i quali attualmente si comportano come essenze mesofile o meso-igrofile.

Per il primo non è possibile escludere che l'alta frequenza dei frutti in R2 possa derivare da un trasporto meccanico o zoocoro a lunga distanza e quindi non indichi effettivamente la presenza locale. Viceversa, *Parrotia reidiana* Kirchheimer è stata rinvenuta in tutti i 3 campioni del livello R1, sempre con alta frequenza, dato che è altamente indicativo di una presenza nella paleocomunità locale. Si deve quindi ipotizzare una differenziazione ecologica di *Parrotia reidiana* Kirchheimer rispetto alla congenerica attuale *P. persica* C. A. Mey.

A prescindere dalle considerazioni su questi *taxa* di importanza minore, risulta ben documentato che la maggior parte dei livelli con documentazione macrofloristica della Cava R.D.B. si è deposta in condizioni favorevoli allo sviluppo di una foresta a Taxodiacee, rappresentata da *Taxodium* alla base della sezione e da *Glyptostrobus* nei livelli superiori ai 17 m. Tuttavia, negli intervalli da 7-9 m e 19-20 m della sezione si sviluppano comunità vegetali senza Taxodiacee. Questa disomogeneità verticale va collegata al locale mutamento delle condizioni ecologiche del sito di deposizione, piuttosto che a fenomeni di carattere regionale. Infatti *Glyptostrobus* è segnalato da *Gregor (1990) anche nel livello a prevalenza di *Taxodium* (R1); quest'ultimo, inoltre, continua ad esistere fino al *top* della sezione, ma i suoi resti sono così scarsi (Tab. 5) da rendere improbabile la presenza *in situ* nella ipotetica foresta a *Glyptostrobus*.

Nei livelli privi di Taxodiacee è dominante *Alnus gaudinii* (Heer), la cui specie, in base a ciò che è emerso dall'analisi della successione "villafanchiana" della Stura di Lanzo (Martinetto, 1994) rappresenta un elemento arboreo pioniere che si impostava in ambiente palustre a seguito di condizioni di disturbo, ad esempio grossi eventi alluvionali.

Roatto-Cascina Melona (Unità di San Martino)

Nella sezione che affiora a ridosso della Cascina Melona di Roatto, dove è stato recentemente recuperato uno scheletro di rinoceronte (*Campanino *et al.*, 1994), si rinvengono impronte di foglie in diversi livelli. In particolare *Alnus gaudinii* (Heer) ricopre completamente alcune superfici di stratificazione.

In occasione dello scavo di un pozzo (profondità 18 m) a poche decine di metri dalla cascina è stato possibile,

Tabella 6 - Elenco dei *taxa* rinvenuti nel campione paleocarpologico di Roatto-Cascina Melona (RT1). ff, molto frequente; f, frequente. I numeri corrispondono ai valori di abbondanza dei *taxa*.

List of *taxa* found in the paleocarpological sample of Roatto-Cascina Melona (RT1). ff, very frequent; f, frequent. Numbers correspond to the abundance values of *taxa*.

<i>Actinidia faveolata</i>	1	<i>Oenanthe</i> sp. A	f
<i>Alisma</i> sp.	f	<i>Potamogeton</i> cf. <i>polymorphus</i>	f
<i>Alnus</i> sp.	ff	<i>Potamogeton</i> sp.	1
<i>Asclepiadaceae</i> indet.	1	<i>Proserpinaca reticulata</i>	f
<i>Carex</i> aff. <i>atrofusca</i>	1	<i>Prunus</i> (<i>Padus</i>) aff. <i>padus</i>	1
<i>Carex</i> cf. <i>aquatilis</i>	ff	<i>Quercus</i> sp.	f
<i>Carex pseudocyperus</i>	f	<i>Ranunculus sceleratus</i>	f
<i>Ceratophyllum demersum</i>	ff	<i>Rubus</i> cf. <i>microspermus</i>	ff
<i>Cladium</i> sp.	f	<i>Sagittaria</i> sp. B	9
<i>Cotoneaster</i> cf. <i>gailensis</i>	f	<i>Scirpus</i> sp.	1
<i>Decodon globosus</i>	f	<i>Sorbus herzogenerathensis</i>	7
<i>Dulichium vespiforme</i>	1	<i>Sparganium neglectum</i>	f
<i>Hypericum</i> sp. A	f	<i>Swida gorbunovii</i>	f
<i>Hypericum</i> sp. B	1	<i>Symplocos lignitarum</i>	2
<i>Ilex</i> sp.	1	<i>Typha</i> sp.	1
<i>Laurocarpum</i> sp.	1	<i>Vitis parasyvestris</i>	5
<i>Mentha</i> sp. A	1	<i>Zelkova ungeri</i>	1
cf. <i>Myrica</i>	1		

inoltre, campionare un livello pelitico ricco di semi incompletamente carbonificati. Questo livello, indicato con la sigla RT1, è inferiore di non più di 10 m rispetto a quello da cui proviene il rinoceronte. L'esame del predetto campione (20 dm³) ha fornito l'orictocenosi a fruttificazioni fossili riportata in Tabella 6, la quale risulta dominata da elementi igrofili (*Alnus*, *Carex*, *Cladium*, *Decodon*, ecc.) e idrofili (*Ceratophyllum*, *Potamogeton*, *Proserpinaca*).

Indicazioni paleovegetazionali e paleoclimatiche

Per interpretare le differenze che si riscontrano fra florule fossili delle diverse località e livelli esaminati vanno presi in considerazione due aspetti fondamentali:

– il *record* macrofloristico è principalmente locale (decine o centinaia di metri) in sedimenti pelitici; pertanto due flore fossili coeve possono essere dissimili perché rispecchiano le differenze fra le comunità vegetali circostanti i rispettivi siti di deposizione;

– le associazioni a foglie fossili hanno spesso composizione più o meno diversa da quelle a frutti e semi (anche nello stesso strato) a causa di fattori tafonomici e tassonomici.

Tenendo conto di ciò si potrebbero ascrivere tutte le florule fossili studiate al medesimo contesto paleovegetazionale, registrato in modo frammentario e disomogeneo in ciascuna di esse.

Della sommaria ricostruzione delle comunità vegetali locali, deducibili dall'analisi delle orictocenosi, si è già discusso in precedenza. Ora è opportuno soffermarsi sulle caratteristiche più generali della paleovegetazione e del paleoclima.

In base ai dati disponibili è possibile affermare che, laddove vi è una sufficiente documentazione macrofloristica (R0, R1, R2, A2, A3, A5, RT1), quest'ultima permette di ricostruire delle condizioni climatiche temperate caldo-umide e una vegetazione forestale dominata da caducifoglie. Inoltre non è documentabile con le macroflore un trend climatico di raffreddamento verso l'alto, né per quel che riguarda la successione della Cava R.D.B., né per quella della Cava Arboschio (dove fu proposto da *Pavia, 1970).

Quest'ultima indicazione è fornita dai recenti rinvenimenti, nella parte più alta della sezione di Arboschio (A5 in Tab. 3), di specie termofile "terziarie", quali *Quercus sapperi* (Menzel) e *Quercus pseudocastanea* Goeppert, nonché di *Daphnogene polymorpha* (Al. Braun), *Symplocos schereri* Kirchheimer e *Toddalia* sp., tipici elementi subtropicali. Parimenti, nel livello con resti vegetali più alto (R8, 36 m) della sezione della Cava R.D.B. compare ancora un'associazione di elementi igrofili tipicamente neogenica, analoga a quelle riscontrate nella parte bassa della sezione.

L'associazione R0 potrebbe apparire come un'eccezione a tale uniforme quadro paleofloristico. Infatti essa include diversi elementi "ad affinità mediterranea" (*Mai, in stampa), che mancano completamente in tutte le altre associazioni [erbacee: *Calendula parvula* Mai, *Ranunculus paludosus* Poir., *Ranunculus trachycarpus* Fisch. & Meyer; legnose: *Cratogeomys azarolus* L., *Myrtus paleocommunis* Friis, *Paliurus favorii* Unger, *Pyracantha acuticarpa* (C. & E.M. Reid)].

Tuttavia, le specie legnose che fanno parte di tale

contingente sono ben documentate nelle formazioni forestali cenozoiche a carattere mesofilo o al più mesoxerofilo e non possono essere considerate indicatrici di una vegetazione o di un clima di tipo mediterraneo. Il loro significato nell'ambito della paleoflora del Villafranchiano è piuttosto quello di confermare parzialmente il postulato di Palamarev (1989) sull'origine della dendroflora paleomediterranea da comunità neogeniche europee.

Considerazioni biostratigrafiche e conclusioni

Dal punto di vista biostratigrafico ci soffermiamo in particolare sulle carpoflore (frutti e semi), giacché le associazioni a foglie sono poco diversificate e richiedono studi più approfonditi. Va sottolineato, tuttavia, che queste ultime mostrano spiccate affinità cenozoiche, già rilevate da *Pavia (1970). Ciò ha comunque scarso valore biostratigrafico, se si considera che in Italia centrale associazioni a foglie e legni a carattere cenozoico sono ancora segnalate in un deposito datato radiometricamente a 700.000 anni (Follieri, 1984).

Come si è detto, tutte le carpoflore studiate provengono da strati pelitici depositi in condizioni di scarsa energia ambientale; sfortunatamente tutti gli strati sabiosi risultano sterili.

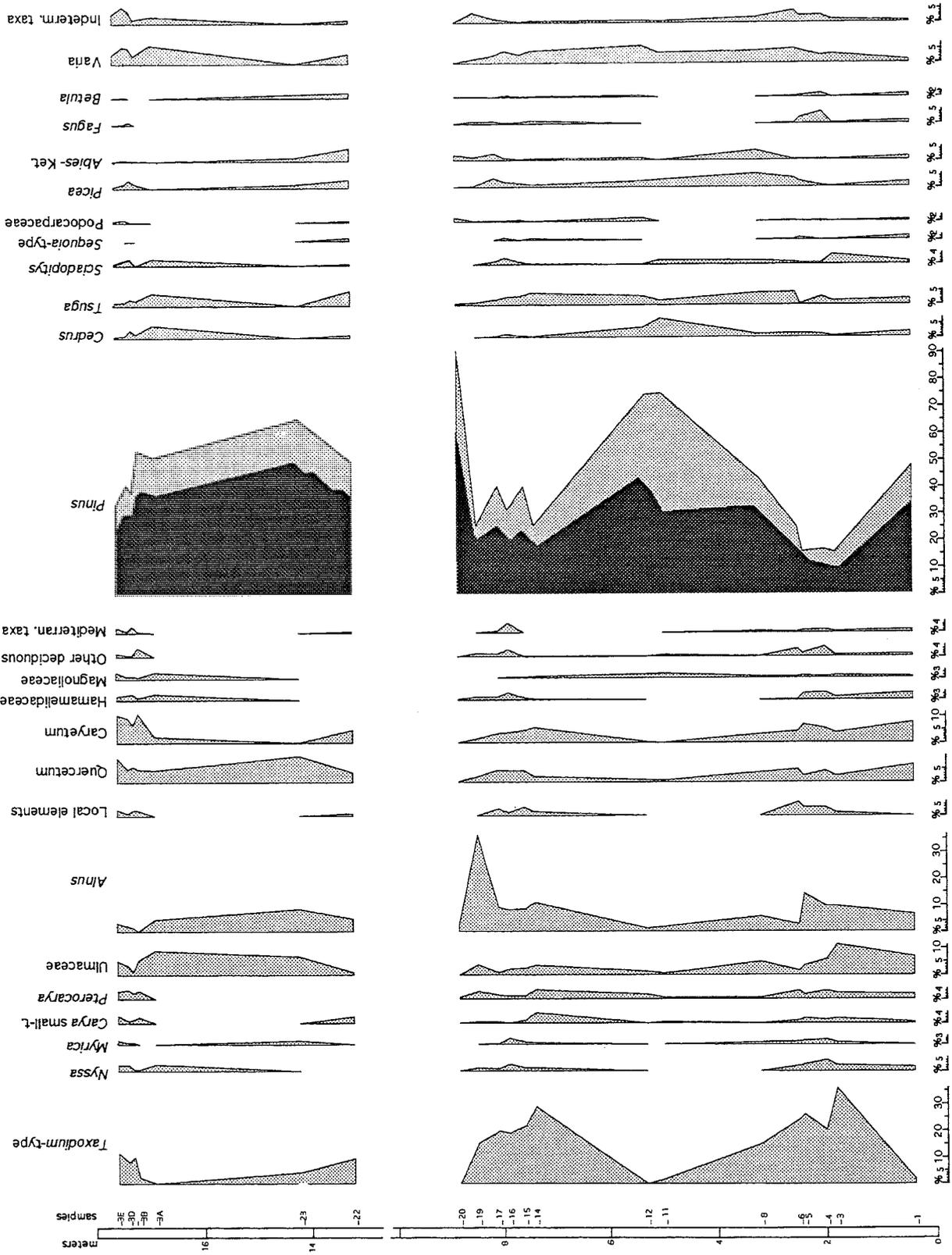
In base agli studi actuopaleontologici di Cappers (1993), Collinson (1983), Spicer & Wolfe (1987), Thomasson (1991), Martinetto (1995), è ragionevole ipotizzare che, negli ambienti in cui questi strati si deposero, si avesse un apporto principalmente locale (decine o centinaia di metri) di fruttificazioni, le quali forniscono pertanto un quadro lacunoso della vegetazione regionale. Infatti, il *record* delle forme legnose, verosimilmente dominanti nella paleovegetazione regionale, è sempre scarso: rispettivamente 10, 15, 10, 2 e 11 specie in R0, R1, R2, R3, e RT1.

Le caratteristiche della paleovegetazione regionale, per la pronta risposta di quest'ultima alle variazioni climatiche, costituiscono la base per la suddivisione ecobiostratigrafica (Raffi & Serpagli, 1993) delle associazioni paleofloristiche in genere. Pertanto, nelle presenti condizioni i dati paleocarpologici vanno affiancati a quelli palinologici per trarre conclusioni biostratigrafiche di dettaglio.

Le carpoflore R1, R2 e RT1 indicano comunque un'età pliocenica per l'associazione di specie mio-plioceniche come *Actinidia faveolata* C. & E. M. Reid, *Proserpinaca reticulata* C. & E. M. Reid, *Meliosma wetteravienensis* (Ludwig), ecc. con *taxa* post-miocenici (*Carex pseudocyperus* L., *Oenanthe* sp.) e per la estrema affinità con le flore plioceniche sinora conosciute. Inoltre, in tutti i livelli della Cava R.D.B., R3 compreso, si ritrova *Boehmeria lithuanica*, specie che in Europa occidentale è sinora conosciuta esclusivamente per il Pliocene.

La presenza di relitti subtropicali quali *Ficus potentilloides* Mai, *Toddalia naviculaeformis* (E. M. Reid) e *Toddalia rhenana* Gregor in R1, *Symplocos* in RT1 e A5 e *Cyrilla* cf. *rhenana* Mai in R0, dà un'impronta arcaica alle associazioni. Nelle successioni transalpine si ha infatti una buona documentazione paleontologica di questi *taxa* soltanto nel Miocene, pur essendo *Symplocos* e le due specie di *Toddalia* segnalati fino alla parte bassa del Pliocene.

Un più dettagliato inquadramento stratigrafico su base



macrofloristica delle associazioni del Villafranchiano-tipo può derivare dalla correlazione con i Complessi Floristici del Pliocene piemontese proposti da Martinetto (1993; 1995).

Particolarmente utile a tal fine risulta l'analisi dell'associazione R2. Quest'ultima, con 32 *taxa* in comune su 34 (94%), manifesta un'estrema affinità con una ben più ricca flora pliocenica piemontese: quella della Stura di Lanzo presso Nole Canavese (Martinetto, 1994), località-tipo del Complesso Floristico Stura. Molto significativa è inoltre la presenza in R2 di *Meliosma wetteraviensis* (Ludwig) e *Styrax maximus* (Weber), che indica (Martinetto, 1995) un'età antecedente all'evento freddo riconosciuto al passaggio Piacenziano-Gelasiano (Rio *et al.*, 1994; Zubakov & Borzenkova, 1990). Le precedenti considerazioni permettono di assegnare l'associazione R2 al Complesso Floristico Stura.

Il Complesso Floristico Stura è inteso come un'unità basata sui macrofossili vegetali, dal duplice significato ecobiostratigrafico e biocronologico, espressione della paleovegetazione del bacino padano occidentale durante la fase climatica temperato-calda del Pliocene medio (Zubakov & Borzenkova, 1990).

L'appartenenza dell'associazione R2 al Complesso Floristico Stura costituisce un punto di riferimento per includervi anche altre associazioni delle Unità di Ferrere e di San Martino che, trattate separatamente, non presenterebbero elementi sufficienti per una sicura attribuzione.

Così l'associazione R1, pur rispecchiando una paleocomunità vegetale locale (foresta palustre a *Taxodium*) piuttosto diversa da quella della Stura di Lanzo (foresta palustre a *Glyptostrobus-Alnus*), è in buon accordo con la paleoflora di quest'ultimo sito per quel che riguarda elementi di probabile apporto extralocale (*Actinidia faveolata* C. & E.M. Reid, *Fagus decurrens* C. & E.M. Reid, *Liriodendron geminata* Kirchheimer, *Magnolia cor* (Ludwig), *Meliosma wetteraviensis* (Ludwig), *Toddalia rhenana* Gregor). Inoltre la prevalenza di essenze legnose caducifoglie, l'abbondanza degli elementi "terziari", la predominanza dei generi esotici fra le specie legnose (11 generi su 14), nonché la presenza di relitti subtropicali fanno sì che l'associazione R1 si inserisca ottimamente nel quadro paleovegetazionale del Complesso Floristico Stura.

Ugualmente assegnabili a tale Complesso Floristico sono le orictocenosi A1, A2, A3 e A5 della Cava Arboschio, le quali, benchè costituite prevalentemente da resti fogliari, mostrano molte delle caratteristiche precedentemente elencate.

Le restanti orictocenosi delle cave Arboschio e R.D.B. (A4 e R3, R4, R5, R6, R7) sono troppo povere di *taxa* per poter essere inquadrare in base ai loro parametri intrinseci; l'unico dato utile alla loro attribuzione al Complesso Floristico Stura risulta essere la scarsa differenza di età ipotizzabile rispetto alle associazioni più diagnostiche delle medesime successioni stratigrafiche.

Infine, l'associazione R8 e quella di Roatto-Cascina Melona, pur essendo congruenti con il quadro paleovegetazionale delineato dalle associazioni del Complesso Floristico Stura, non possono esservi assegnate poiché risultano troppo povere di elementi diagnostici intrinseci e di vincoli stratigrafici esterni.

In conclusione, l'attribuzione della maggior parte delle associazioni studiate al Complesso Floristico Stura implica, dal punto di vista ecobiostratigrafico, la loro collocazione nell'ambito della fase temperato-calda del Pliocene medio o, come eventualità poco probabile, entro intervalli relativamente "freschi" del Pliocene inferiore. Tali associazioni sono quindi correlabili dal punto di vista cronologico con le paleoflore "reuveriane" dell'Europa transalpina (C. & E.M. Reid, 1915; Mai & Walther, 1988), la cui composizione floristica presenta del resto evidenti analogie con le orictocenosi del Villafranchiano-tipo.

E' inoltre possibile integrare le lacunose informazioni fornite dalle associazioni del Villafranchiano-tipo con quelle relative al Complesso Floristico Stura del Canavese (Martinetto, 1995) per giungere alla ricostruzione di un contesto paleovegetazionale regionale ad affinità cinese, del tipo "*Mixed Mesophytic Forest*" (Wang, 1961; Wolfe, 1971), e di un clima temperato caldo-umido con media annuale intorno ai 13-14 °C, senza eccessi di gelo invernale, i quali impedirebbero l'esistenza di elementi subtropicali.

4.5.3 Pollini

Nel presente paragrafo verranno presentati i risultati dello studio delle palinoflore, eseguito separatamente per i due complessi.

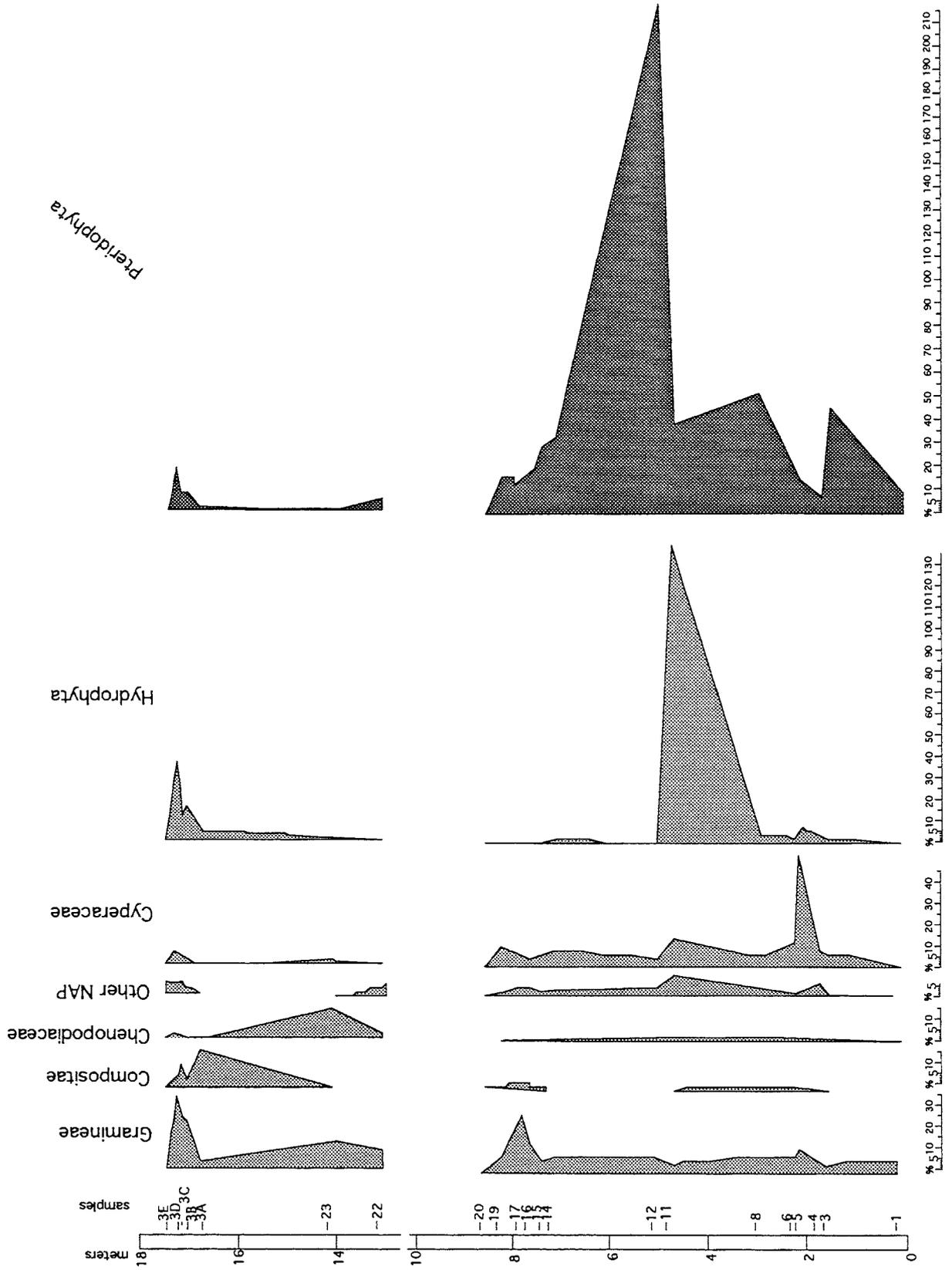
Il Complesso Inferiore (R. Bertoldi)

Lo studio palinologico del Complesso Inferiore è stato effettuato in corrispondenza ai fronti della cava R.D.B., dove praticamente è esposta l'intera successione. In questo deposito erano state condotte in passato le

Fig. 50 - Diagramma pollinico analitico delle piante arboree (PA). I valori percentuali sono calcolati solo sul complesso PA. Per semplificazione grafica, alcune curve sono di tipo riassuntivo, rappresentative cioè di famiglie o di formazioni vegetali.

Analytical palynological diagram of Arboreal Plants (AP). Percent values refer to AP complex only. For sake of graphic simplicity, some of the curves sum up groups of taxa, i.e. are representative of families or vegetal formations.

Explanation of the synthetic curves: Ulmaceae: Ulmus, Zelkova/Planera-type (except Celtis); Local elements: Salix, Populus (cf.), Aesculus, Platanus,...; Quercetum: Quercus and (in decreasing order of abundance) Tilia, Acer, Fraxinus, Castanea and Castanea-type, Ostrya, Carpinus, Corylus,...; Caryetum: Carya p.p., Engelhardtia/Platycarya, Juglans and (on the right) archaic triporate Juglandaceae; Hamamelidaceae: Hamamelis+Dystilium+Embolanthera-type, Liquidambar, Parrotia; Magnoliaceae: Magnolia-type and Liriodendron; Other deciduous: Araliaceae, Celtis, Ilex, Eucommia, Celastraceae, Rhamnus, Rhus, Phellodendron, Vitis, Parthenocissus,...; Mediterran. taxa: Quercus ilex-type, Olea, Phillyrea, Palmae, with addition of rare findings of tropical-subtropical taxa, as Lauraceae (1 pollen grain), Clethraceae-Cyrtillaceae (1), Symplocos (3), Sapotaceae (1), Itea (2), Moraceae-type (1); Pinus: Pinus diploxylon-type and (on the right) Pinus haploxylon s.s.-type (Cathaya-type p.p.); Podocarpaceae: Podocarpus+Dacrydium-type; Varia: Inaperturopollenites (Cupressaceae p.p.), archaic Gymnospermae, Ephedra fragilis-type, Taxus (cf.). Indeterm. taxa: undetermined or undeterminable pollen grains.



uniche ricerche polliniche nel Villafranchiano-tipo. In particolare le ricerche polliniche precedenti nella cava R.D.B., risalenti ad oltre vent'anni fa (*Francavilla *et al.*, 1969; *Lona & Bertoldi, 1972), avevano dimostrato una marcata povertà quantitativa e qualitativa di sporomorfi nella successione sedimentaria e quindi la difficoltà di ottenere serie palinologiche continue. Infatti i risultati allora ottenuti o non avevano consentito l'allestimento di diagrammi pollinici o avevano permesso la rappresentazione solo di brevi successioni di spettri i cui conteggi pollinici si aggiravano mediamente sui 100 granuli per livello.

La preparazione dei campioni per l'analisi microscopica era allora fatta con metodi *standard*. Utilizzando metodiche di arricchimento pollinico erano da attendersi risultati più incoraggianti.

Infatti per la preparazione dei campioni si sono utilizzate ora metodiche di arricchimento. Esse comprendono, oltre al trattamento con acidi e basi forti, a freddo e a caldo, la separazione gravitativa per mezzo di liquidi pesanti ($ZnCl_2$ a densità = 2) ed il filtraggio ad ultrasuoni (filtro di 10μ).

Inoltre l'attuale avanzamento del fronte di cava, che ha scoperto anche la parte medio-superiore della collinetta, ha esposto una successione sedimentaria di circa una quarantina di metri, quindi assai più potente della precedente degli anni '70.

La campionatura, una cinquantina di campioni, ha interessato l'intera successione ed i vari campioni sono stati prelevati nei livelli ritenuti più idonei per l'indagine micropaleobotanica, tralasciando quindi gli strati chiaramente sabbiosi od alterati.

Nella successione, tre intervalli risultano campionati con maggiore frequenza: l'intervallo basale, comprendente i primi 9 metri, un intervallo intermedio a cavallo dei 20 metri e l'intervallo superiore, vale a dire gli ultimi 5 metri della sezione di cava. I dati litologici e di quota qui riportati vanno riferiti tutti alla colonna stratigrafica di Figura 29.

Lo studio pollinico ha portato a risultati soddisfacenti.

Schematicamente, rispetto al conteggio in sporomorfi, i campioni possono essere suddivisi:

- livelli molto fertili (400+600 granuli/campione);
- livelli sufficientemente fertili (\approx 200 granuli/campione);
- livelli molto poveri (< 100 granuli/campione);
- livelli sterili.

I livelli più o meno fertili sono ubicati quasi tutti nella prima ventina di metri della successione, mentre la parte superiore è pressochè sterile. Tuttavia anche questi campioni sterili possono fornire interessanti indicazioni riguardo all'interpretazione sedimentologica del deposito, in quanto in molti di essi l'assenza di qualsiasi palinomorfo attesterebbe una "sterilità primaria"

Nei livelli con contenuto scarso in sporomorfi i granuli di solito presentano evidenti fenomeni di corrosione, degradazione, parziali distruzioni, tali da rendere difficoltosa l'identificazione. Essi possono essere ritenuti in parte secondari e/o in parte deteriorati a seguito di processi di conservazione non idonea (ossidazione). Attesterebbero quindi una "sterilità secondaria" degli strati sedimentari inglobanti. I loro spettri pollinici, basati su un conteggio di qualche decina di palinomorfi, non risultano in armonia con quelli adiacenti ed ovviamente sono stati esclusi dalla rappresentazione diagrammatica.

I diagrammi pollinici analitici (Figg. 50 e 51) mettono in evidenza una ricca flora pollinica. Sono stati infatti riconosciuti oltre un centinaio di taxa pollinici, di cui ben una settantina si riferiscono alle PA ed oltre una trentina alle PNA. Le rappresentazioni diagrammatiche sono, per esigenze grafiche, di tipo riassuntivo. Nelle didascalie delle Figure 50 e 51 sono riportate le necessarie delucidazioni.

Lo scenario vegetale è aperto e molto ampio, spaziando su diversi tipi di vegetazione, non solo locali, ma anche extralocali e regionali. In particolare:

a) gli elementi floristici locali, rispecchianti ambienti paludosi, acquitrinosi sono abbondanti, tuttavia mostrano ampie oscillazioni. Nell'insieme le loro curve sono covarianti con la curva del *Pinus*: cioè ad una loro culminazione corrisponde una depressione dell'altro e viceversa. Questa flora locale è contenuta in maggior parte nei paleosuoli (idrosuoli) e nei sedimenti di natura argillosa, con elevato contenuto organico vegetale, sedimenti indicati nell'analisi sedimentologica a struttura laminata. Nelle formazioni arboree palustri spiccano t. *Taxodium/Glytostrobos*, *Nyssa*, *Myrica*, *Carya p.p.*, *Pterocarya*, Ulmacee varie (*Zeikova/Planera*, *Ulmus*,...), *Parrotia*, *Aesculus*, *Platanus*, *Alnus*, *Salix*, cf. *Populus*,... Sempre ben rappresentata in questi spettri la vegetazione erbacea igrofila (Gramineae *p.p.*, Cyperaceae, Ranunculaceae *p.p.*, Liliiflorae *p.p.*,...) ed idrofila (Hydrocharitaceae, Lemnaceae, t. *Sparganium*, *Thypha*, *Myriophyllum*, Nymphaeaceae, *Potamogeton*, Alismataceae,...) (Fig. 51). Fa eccezione il livello 11 (a quota 5,00 m) proveniente da un idrosuolo che presenta sì una culminazione della vegetazione idrofila ed igrofila, ma in corrispondenza di un piccolo del Pino che azzerà le curve degli elementi locali.

Molto abbondanti in alcuni intervalli le spore di *Pteridophyta* (Fig. 51), frequenti i reperti di *Bryophyta* e pure continui ritrovamenti fungini ed algali.

Tale paesaggio vegetale si integra bene con quello emerso dagli studi carpologici (cfr. §4.5.2). Nella flora pollinica più numerosi sono i taxa arborei, nella carpoflora più numerosi e più dettagliati a livello tassonomico sono i taxa erbacei.

Fig. 51 - Diagramma pollinico analitico delle sole piante non arboree (PNA). I valori percentuali sono relativi solo al complesso PA. A destra del diagramma delle PNA è riportata la curva delle spore delle Pteridofite (principalmente Polypodiaceae), i cui valori percentuali sono calcolati sul complesso dei pollini contati (PA+PNA).

Analytical palynological diagram of Non-Arboreal Plants (NAP). Percent values refer to the only AP complex. On the right of the NAP diagram is represented the spores curve of the Pteridophyta (mainly Polypodiaceae). The percent values of these curve refer to the pollen total sum (AP+NAP).

Other NAP: Ranunculaceae, Liliiflorae, Rosaceae, Ericaceae, Leguminosae, Plantaginaceae, Caryophyllaceae, Cruciferae, Dipsacaceae, Oenotheraceae, Rumex, Malvaceae, Umbelliferae,...; **Hydrophyta:** Lemnaceae, Hydrocharitaceae, *Sparganium*-type, Alismataceae, *Myriophyllum*, *Potamogetonaceae*, *Nymphaeaceae*, *Typha*...

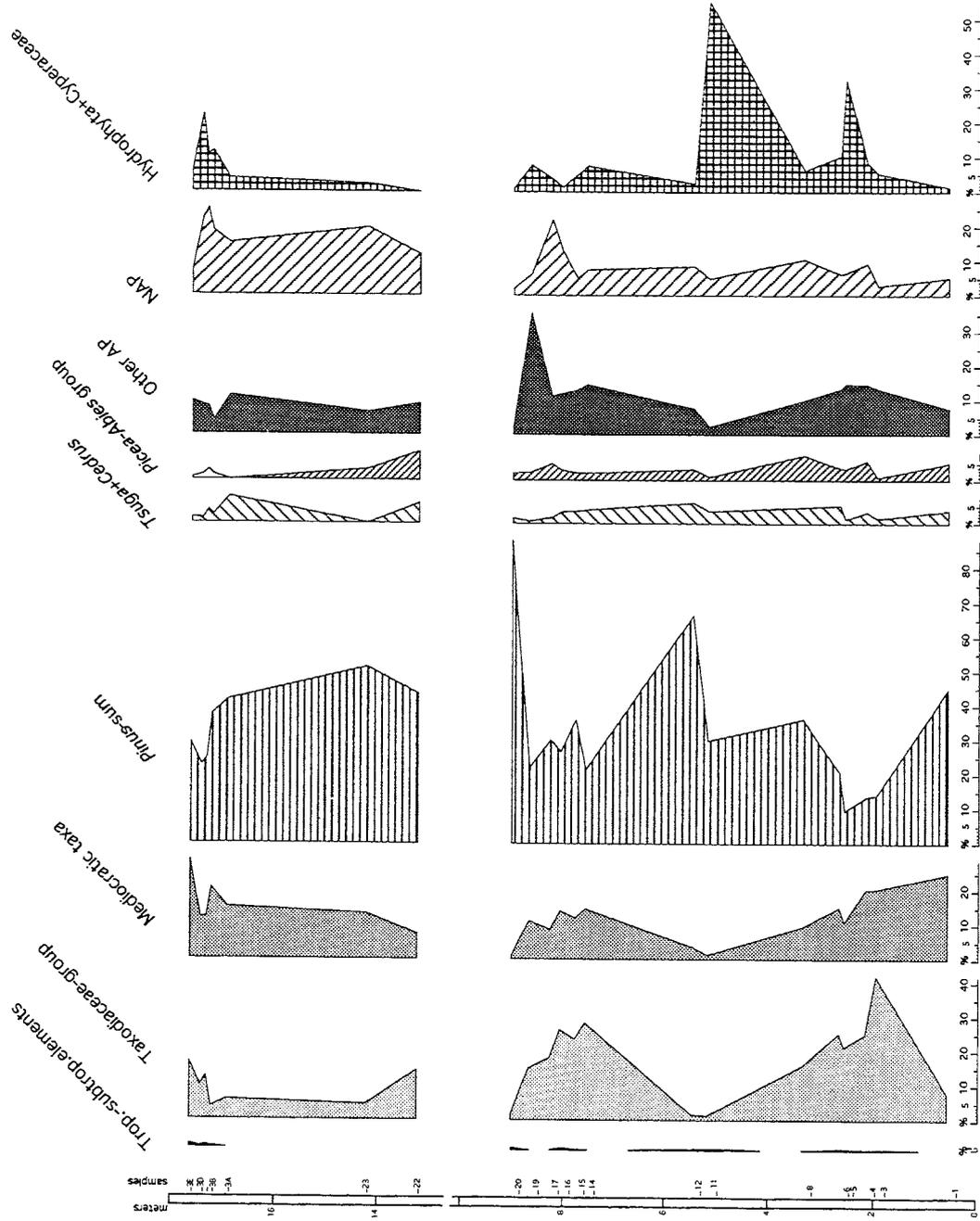


Fig. 52 - Diagramma pollinico riassuntivo della cava R.D.B. Esso mostra l'andamento delle curve dei vari gruppi vegetazionali di piante arboree e di piante erbacee (cfr. testo). Tutte le percentuali sono relative alla somma pollinica totale (PA+PNA).
 Summary pollen diagram of the R.D.B. quarry showing the trend of the curves representing the various vegetational groupings of arboreal and herbaceous plants (see text). Percent values refer to the pollen total sum (AP+NAP).

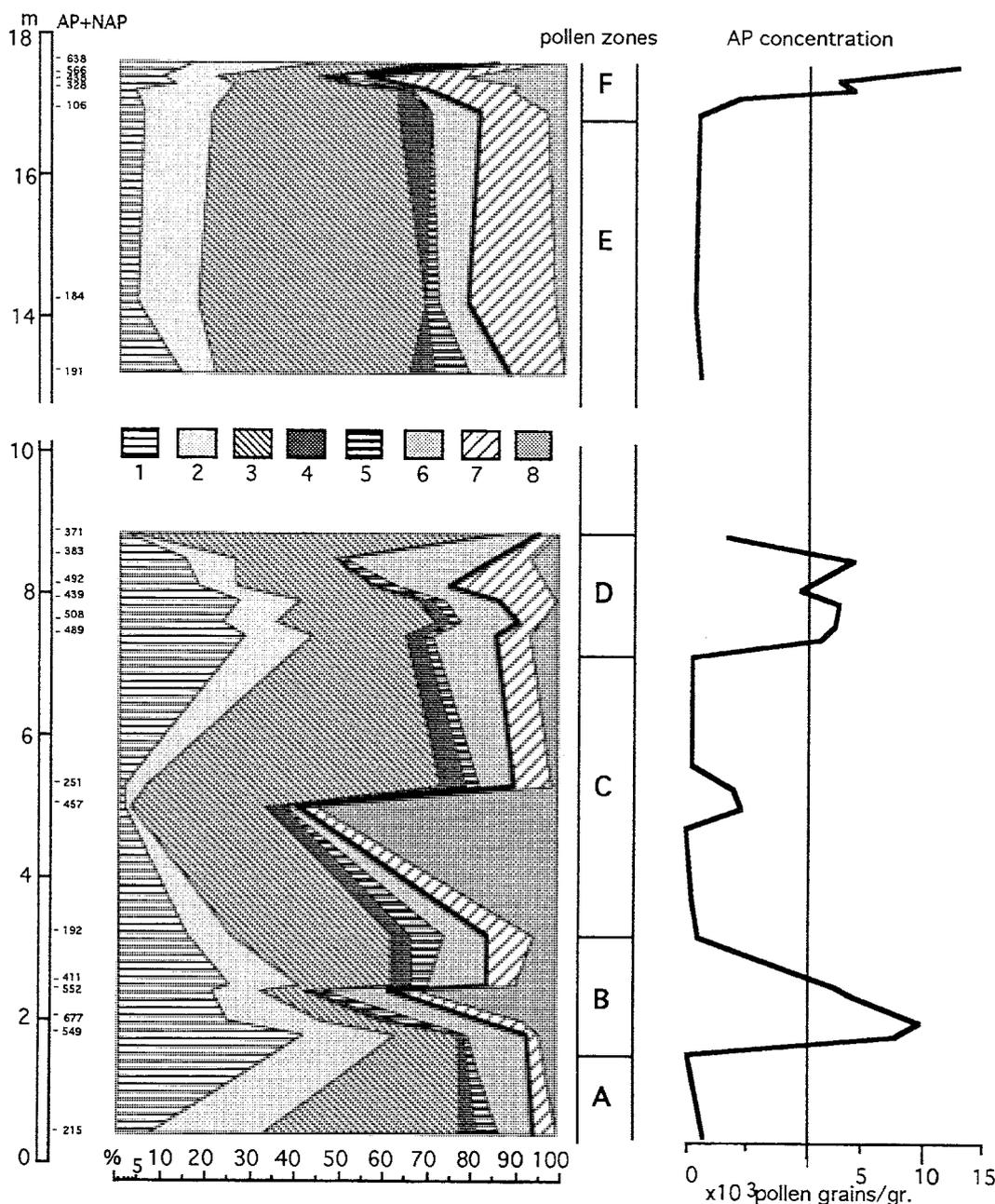


Fig. 53 - Diagramma pollinico sintetico della Cava R.D.B. I valori percentuali sono sempre relativi alla somma pollinica totale. A destra del diagramma è rappresentata la curva delle concentrazioni polliniche delle piante arboree, cioè il numero totale dei granuli pollinici delle PA in ogni campione/gr sedimento (metodo di Stockmarr, 1971).

Syntetic pollen diagram of the R.D.B. Quarry. Percent values refer to the pollen total sum (AP+NAP). On the right of the diagram it is drawn the curve of arboreal plants concentration, i.e. the total number of AP pollen grains in each sample/gr of sediment (method of Stockmarr, 1971).

Pollen legend:

- 1: Taxodiaceae-group (including the rare findings of tropical-subtropical taxa)
- 2: Mediocratic taxa
- 3: Pinus-sum
- 4: Tsuga+Cedrus
- 5: Picea-Abies group
- 6: Other AP
- 7: NAP
- 8: Hydrophyta + Cyperaceae.

b) Un secondo gruppo di elementi sono caratteristici delle foreste planiziarie e pedemontane termofile, ma di suoli asciutti. Si tratta in gran parte di latifoglie decidue, con mescolanza locale anche di sempreverdi: *Carya p.p.* e Juglandaceae varie (t. *Engelhardtia/Platycarya*, *Juglans*,...), elementi del Querceto (*Quercus*, compresa *Q. tipo ilex*, *Tilia*, *Acer*, *Carpinus*, *Corylus*, *Ostrya*,...), *Castanea*, *Liquidambar*, *Dystilium*, *Liriodendron*, Vitaceae (*Parthenocissus* e *Vitis*), *Eucommia*, *Phellodendron*, Araliaceae, rare Palmae, Oleaceae (t. *Olea*, *Fraxinus t. ornus*, *Phillyrea*), *Magnolia*, *Celtis*, *Ilex*, *Rhamnus*, Celastraceae, *Rhus*, ... In questa larga fascia di vegetazione, in luoghi idonei, erano certamente presenti specie di *Pinus*, *Cedrus*, *Tsuga*, Cupressaceae varie (cfr. *Inaperturopollenites*) e pure *Ephedra*.

Verosimilmente i numerosi reperti di piante non arboree di suoli asciutti (Ericaceae, Chenopodiaceae,

Compositae t. Liguliflorae, Caryophyllaceae, Plantaginaceae, Leguminosae, Dipsacaceae, Rosaceae p.p., ecc.) provengono da questi ambienti.

c) La fascia più distale, submontana e montana è testimoniata da un terzo gruppo, verosimilmente solo di elementi arborei: ancora essenzialmente *Pinus*, seguito da valori contenuti fino a discontinui di *Picea* (vari tipi), *Abies/Keteleeria*, *Fagus*, *Betula* e in luoghi adatti anche t. *Podocarpus*, *Sciadopitys* e t. *Sequoia*.

Nei diagrammi sintetici (Figg. 52 e 53) sono espressi i gruppi vegetazionali utilizzati ormai da tempo a delineare lo sviluppo della vegetazione nel Neogene, dato anche il loro significato palinostratigrafico.

Nel primo diagramma riassuntivo (Fig. 52) è messo in evidenza lo sviluppo vegetazionale attraverso il decorso separato delle curve delle varie associazioni polliniche. Fra le PA sono alternativamente dominanti il gruppo

delle Taxodiaceae (t. *Taxodium/Glytostrobos*, t. *Sequoia*, *Sciadopitys*, *Nyssa*, *Myrica*, Celastraceae, Hamamelidaceae tricolpate quali *Parrotia*, *Hamamelis*, *Distylium*, ecc.) ed il raggruppamento del Pino. Apprezzabile il gruppo delle Mediocratiche, generalmente al di sotto del 20% della somma pollinica totale. Modesti invece i valori dei gruppi *Cedrus + Tsuga* e degli elementi montani (*Picea*, *Abies*, *Fagus*, *Betula*). I valori considerevoli delle altre PA sono dovuti essenzialmente all'Ontano.

Picchi e depressioni vistose presentano i gruppi delle erbacee, specialmente il gruppo delle piante igrofile ed idrofile, che provocano marcate oscillazioni delle curve delle PA. Tali fluttuazioni sono chiaramente dovute a variazioni delle condizioni ambientali locali e non a pulsazioni climatiche regionali.

L'evoluzione climatica è documentata meglio nel secondo diagramma sintetico, a curve polliniche riunite (Fig. 53). Il clima, costantemente di tipo caldo-temperato, subiva, tuttavia, brusche modificazioni di tipo idrico. Il filinato pollinico mostra infatti un'alternanza di fasi molto umide, testimoniate dalla sovrabbondanza della vegetazione sia arborea che erbacea palustre e/o acquatica (zone polliniche B, D, F), conservata litologicamente negli intervalli laminati e/o nei paleosuoli idromorfi e fasi piuttosto asciutte attestata litologicamente da livelli siltoso-sabbiosi con contenuto pollinico più povero ed a prevalenza di Pinacee, *Pinus* essenzialmente (zone polliniche A, C, E).

Una riprova di tale scenario vegetale è fornita anche dalla curva delle concentrazioni polliniche delle sole piante arboree dei sedimenti esplorati (Fig. 53). I valori e le variazioni di questa curva sono certamente in relazione con la natura del sedimento, ma essi forniscono reali indicazioni anche sul grado di copertura arborea. Il diagramma della concentrazione delle PA evidenzia per l'appunto tre intervalli (zone polliniche B, D ed F) con più o meno elevati valori di concentrazione (da qualche migliaio di granuli di PA ad oltre 13.000 granuli/grammo sedimento). Essi corrispondono assai bene alle tre fasi forestali a dominanza delle formazioni arboree locali, mentre i minimi di concentrazione corrispondono agli intervalli di vegetazione arborea aperta, discontinua, a dominanza di Pino (zone polliniche A, C ed E), con concentrazioni estremamente basse, che arrivano al massimo a qualche centinaio di granuli/grammo sedimento.

Gli spettri pollinici abbozzano quindi una successione alternante di paesaggi paludosi-acquitrinosi, popolati da ricca flora arborea e/o erbacea palustre, e paesaggi di tipo deltizio, prosciugati, con depressioni colmate e ricoperte da letti, strati, limoso-siltosi, colonizzati da formazioni alberate aperte, talora rade, a predominanza di Pino, accompagnate da vegetazione erbacea pioniera (Chenopodiaceae, Compositae varie con *Artemisia*, Ericaceae, Dipsacaceae, Plantaginaceae, Rosaceae, ecc. e con *Ephedra*).

Fa eccezione, come già accennato, il livello 11, conservato in un idrosuolo, che presenta una chiara culminazione delle igrofitte e idrofitte ma, inaspettatamente, una caduta delle Taxodiacee rimpiazzata da un picco secondario del Pino. La rilevante oscillazione delle erbacee acquatiche è qui dovuta essenzialmente a *Lemna* e in misura minore a *Hydrocharis*, idrofitte tipiche di acque stagnanti eutrofiche, di stazioni soleggiate. Verosimilmente

la campionatura ha colto il suolo di un piccolo meandro laterale, in corso di riempimento.

Da ultimo la serie pollinica della Cava R.D.B. può essere raffrontata con le recenti sequenze polliniche ricavate da giacimenti continentali neogenici superiori del Nord Italia, specialmente con quelle dell'Appennino settentrionale. Il risultato più rilevante delle ricerche palinologiche in questi giacimenti è stato quello di accertare una successione di associazioni polliniche tipiche, caratterizzate da successive estinzioni floristiche. La successione di estinzioni ha permesso di delineare una biozonazione vegetale utilizzabile per confronti, per correlazioni palinostratigrafiche, fra i diversi depositi del Neogene superiore (Bertoldi, 1990; Bertoldi *et al.*, 1994; Bertoldi, 1995).

Ora, confrontando la sequenza della fornace R.D.B. con le altre studiate, risalta l'inconsistenza, praticamente l'assenza, del gruppo degli elementi tropicali-subtropicali (Fig. 52), caratterizzanti la fase "Macriana". Infatti del nutrito corteggio floristico del gruppo degli elementi tropicali-subtropicali sono stati rinvenuti solo alcuni sparuti reperti degli elementi-guida stratigrafici della fase Macriana: tre granuli di *Symplocos*, un granulo di Cletraceae/Cyrillaceae e di Sapotaceae, due di *Itea*, rare tracce di t. *Magnolia*. La loro saltuaria presenza nel record pollinico della cava R.D.B., presenza interpretata qui come primaria, è ritenuta significativa.

La sequenza risulta certamente susseguente alla fase Macriana ed è quindi collocabile nella fase successiva, la fase pre-Tiberiana, verosimilmente verso la sua base, come fanno fede appunto le sporadiche tracce di alcuni elementi tropicali-subtropicali.

Inoltre la serie pollinica R.D.B. presenta un nucleo ben nutrito qualitativamente di elementi del gruppo delle Taxodiaceae, contingente non ancora impoverito floristicamente ed anche quantitativamente di elementi caratteristici, quali *Nyssa* (con valori continui e relativamente elevati), Hamamelidaceae tricolpate (tipo *Hamamelis*, *Distylium*, *Embolanthera*), Juglandaceae triporate arcaiche, Anacardiaceae *p.p.*, ecc. La fase pre-Tiberiana è appunto contrassegnata dalla stessa ricca rappresentanza floristica di questo gruppo. Un tale corteggio floristico, al completo, non raggiunge o raggiunge stentatamente la successiva zona pollinica, la fase Tiberiana; infatti alcuni elementi non riescono a superare indenni nell'Italia settentrionale gli eventi climatici freddi fini-pleiocenici.

Infine può essere fatto un tentativo di collocazione della sequenza pollinica della Cava R.D.B. entro la cronostratigrafia del Neogene. Questo tentativo è qui corroborato dai risultati delle analisi polliniche in lunghe serie marine plioceniche medio-superiori della Romagna, ben calibrate biostratigraficamente e cronologicamente, nelle quali emerge un, seppure lieve, impoverimento floristico, rapportabile all'evento glaciale dei 2.5÷2.4 Ma (Rio *et al.*, in prep.). La palinoflora della cava R.D.B. non manifesta, come accennato, tale impoverimento. Verosimilmente è precedente all'evento glaciale. La recente proposta poi di tripartizione stratigrafica del Pliocene (Rio *et al.*, 1994) agevola le correlazioni e permette di assegnare la sequenza della Cava R.D.B. al Pliocene medio.

In conclusione, i risultati di queste indagini palinologiche nella cava R.D.B. hanno permesso un notevole approfondimento delle conoscenze floristiche e vegeta-

zionali rispetto alle ricerche precedenti. Emergono meglio pure le condizioni ambientali, connesse alla deposizione degli strati sedimentari. La sequenza palinologica risulta meglio inquadrata nella palinostratigrafia del Neogene superiore, permettendo un tentativo di attribuzione cronostatigrafica. Tuttavia la successione sedimentaria della cava R.D.B. rimane pur sempre di difficile esplorazione micropaleobotanica, in quanto solo brevi intervalli della successione sono di tipo schiettamente lacustre-palustre e soltanto questi offrono *records* pollinici affidabili.

Il Complesso Superiore (R. Caramiello & C. Siniscalco)

I sedimenti che costituiscono il Complesso Superiore dell'area-tipo di Villafranca d'Asti, a nostra conoscenza, non erano stati finora studiati dal punto di vista palinologico e dei macroresti vegetali. La sola unità che si presta, anche se con difficoltà, a questo tipo di indagine è naturalmente quella argilloso-siltosa di Mareto, mentre uno studio sotto questo profilo delle sabbie che costituiscono l'Unità di Gherba appare del tutto inutile.

Nei sedimenti dell'Unità di Mareto appaiono attualmente modellate le sommità, talora subpianeggianti, dei rilievi più alti del paesaggio collinare che caratterizza l'areale di distribuzione del Villafranchiano-tipo. Queste sommità rappresentano gli ultimi relitti della superficie di erosione fluviale che tronca verso l'alto il Complesso Superiore e che costituiva la superficie di appoggio basale dei Depositi Fluviali Terrazzati Post-villafranchiani, localmente ancora conservati in lembi di ridotta estensione e potenza. Inoltre, soprattutto in prossimità alla scarpata che rappresenta l'espressione morfologica della Zona di deformazione del Torrente Traversòla, dove tra l'altro sono in prevalenza concentrati i ridotti affioramenti di questa unità, i sedimenti dell'Unità di Mareto si rinvengono impregnati a più livelli, talora in tutto il loro spessore, dalle già citate, diffuse concrezioni carbonatiche (cfr. §4.3.2).

Tabella 7 - Località di prelievo dei campioni dell'Unità di Mareto, valori del pH del terreno, misurato in H₂O, e valori di FPA.

The Mareto Unit sampling locations; pH of the soils measured as H₂O, and PAF values.

Località	pH	FPA
1 - S. Paolo via Castello	5	151
2 - Pro loco Mareto	4	707
3 - Serra Molina denti	4	900
4 - S. Paolo Casello 32	4	1777
5 - SP1	4	384
6 - SP2	7	386
7 - Cimitero S. Paolo	4	892
8 - Serra Molina scavo	7	496
9 - Cà Nuova 3	7	480
10 - Ciochero in alto nel fiume	4	128
11 - Ciochero lungo fiume	4	263
12 - Briccarello	7,5	254
13 - Cascina Bottalero	5	444
14 - Cà nuova 2	4,5	678
15 - Campia	5	551
16 - Cà Nuova 1	4	152

In relazione a questa particolare situazione, i depositi che costituiscono l'Unità di Mareto, negli scarsissimi affioramenti in cui è dato osservarli, si rinvengono in genere interessati, praticamente in tutto il loro spessore, da fenomeni di illuviazione di argilla, di impregnazione di carbonati e talora, soprattutto nei livelli più alti, da fenomeni di rubefazione.

Occorre premettere che le ricerche in sedimenti che hanno subito trasformazioni dopo la loro deposizione, ed in particolare le ricerche pedopalinologiche, risultano particolarmente complesse ed i risultati sono di difficile interpretazione per una serie di problemi legati sia al tipo di sedimento nel quale i pollini sono inglobati sia alla possibile alterazione dei palinomorfi.

In profili aerati è infatti frequente la loro distruzione per attività microbica e sono inoltre possibili rimaneggiamenti e distruzioni differenziali lungo i profili (Turner, 1985).

La frequenza pollinica assoluta (FPA) in sedimenti pedogenizzati è molto variabile, nella maggior parte dei casi bassa rispetto a quanto riscontrato in altri tipi di sedimento, ed è inoltre influenzata, al di là delle caratteristiche delle piogge polliniche che hanno determinato la formazione della palinoflora in studio, dalla possibilità di conservazione dei granuli. Essa sembra poco influenzata dalla tessitura del sedimento pedogenizzato e dalle temperature, mentre il pH e forse la quantità di sostanza organica sembrano giocare un ruolo determinante (Dimbleby, 1957; Guillet, 1972; Accorsi & Rodolfi, 1975; Moore & Webb, 1978).

In terreni con pH superiore a 6 i pollini subirebbero una più rapida degradazione, anche se, con le attuali tecniche di concentrazione, molti autori hanno riscontrato FPA sostanzialmente utili per considerazioni geobotaniche (Accorsi & Bandini Mazzanti, 1986). Nel caso in esame le tecniche di arricchimento non sono risultate particolarmente efficaci, indipendentemente dai valori di pH dei diversi campioni.

E' quindi evidente che lo studio dei campioni del Complesso Superiore si presenta particolarmente complesso e l'interpretazione dei dati lascia aperti vari quesiti.

Nel presente contributo sono stati esaminati 19 campioni di sedimento, tutti a tessitura limoso-sabbiosa, di cui solo tre sono risultati completamente sterili.

Data l'estrema scarsità di affioramenti, non è stato possibile effettuare una campionatura stratigrafica nel senso stretto del termine, cioè non è stato possibile effettuare il campionamento con una carota continua o con più carote prelevate a diverse quote in un'unica successione ben esposta; i prelievi sono stati tuttavia effettuati nelle varie località in cui sono presenti gli affioramenti in modo da rappresentare indicativamente l'intera successione e sono stati numerati progressivamente dal più recente al più antico.

I campioni sono elencati in Tabella 7 insieme ai relativi valori di pH misurato in H₂O ed ai valori di FPA.

Dopo essiccazione del terreno in stufa, i palinomorfi sono stati estratti da 10 g di sedimento con HCl 20% a freddo per 30'; HF 40% a freddo per 24 ore; HCl a caldo per 10'; NaOH 5% a bagnomaria per 10'. I residui ottenuti sono stati trattati con liquidi pesanti secondo la tecnica di arricchimento proposta da Girard & Miskowsky (1969).

Per il calcolo delle FPA si è addizionato al sedimento, prima dei trattamenti, una tavoletta di CaCO₃ conte-

Tabella 8 - Contenuto pollinico nei campioni relativi al Complesso Superiore (valori assoluti).
Pollen contents in the Upper Complex samples (absolute values).

campioni	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
<i>Pinus</i>	-	17	3	92	11	13	8	-	22	4	7	6	20	14	-	-
<i>Abies</i>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-
<i>Picea</i>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3	-	-	-
<i>Tsuga</i>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1
Cupressaceae	-	-	2	2	-	-	5	1	-	-	-	-	3	7	3	-
Taxodiaceae	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	4
<i>Quercus</i>	-	3	9	11	3	-	5	1	2	-	5	11	-	8	3	-
<i>Castanea</i>	-	3	2	-	6	1	4	-	-	-	1	-	-	3	2	-
<i>Juglans</i>	-	-	-	4	-	-	-	-	2	-	-	-	-	-	1	-
<i>Carya</i>	-	-	-	6	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Acer</i>	-	2	4	-	-	3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Carpinus</i>	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-	-	-	3	-	-
<i>Corylus</i>	4	7	20	-	9	-	-	2	7	3	3	7	-	16	9	-
<i>Betula</i>	-	-	-	-	3	-	7	-	-	-	-	-	-	6	5	-
<i>Ostrya</i>	-	-	-	-	-	-	-	-	3	-	-	-	-	-	-	-
<i>Fraxinus</i>	-	-	-	-	2	-	-	-	-	-	-	-	2	-	6	-
<i>Tilia</i>	-	-	-	4	-	1	-	2	-	3	-	-	-	-	-	-
<i>Ulmus</i>	-	-	7	-	-	2	-	-	-	-	-	-	-	-	3	-
<i>Alnus</i>	2	10	6	8	-	4	9	-	3	1	-	-	-	7	-	-
<i>Salix</i>	-	7	-	-	3	-	-	-	6	-	-	-	1	-	-	-
<i>Populus</i>	-	-	-	-	3	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-	-
<i>Aesculus</i>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2
<i>Ilex</i>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3	-
Vitaceae	-	-	-	3	-	-	-	-	2	-	-	-	-	1	-	1
<i>Sambucus</i>	-	-	-	-	-	-	-	-	4	-	-	-	-	-	-	-
Ericaceae	3	2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Hordeum</i> tipo	-	-	-	3	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
A. Gramineae	3	30	-	5	6	4	6	2	-	-	-	5	6	13	7	-
Cyperaceae	-	7	10	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2	-
<i>Artemisia</i>	-	-	-	-	-	-	-	-	5	-	-	1	-	2	-	1
A. Compositae	-	-	7	-	-	-	-	-	2	-	-	3	4	4	4	3
Cichorioideae	-	-	-	9	-	-	6	-	2	-	-	-	-	-	-	-
Caryophyllaceae	-	-	-	4	-	-	-	-	-	-	-	-	3	7	3	1
Plantaginaceae	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2	2	3	-	-
Chenopodiaceae	3	-	4	69	-	-	7	2	8	4	-	1	2	4	-	-
<i>Polygonum</i>	-	-	-	17	-	-	7	-	-	-	-	-	-	-	4	2
<i>Rumex</i>	-	-	-	-	5	-	-	1	-	-	-	-	-	-	?	-
<i>Gentiana</i>	-	-	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Urtica</i>	-	-	-	-	-	-	11	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Umbelliferae	-	3	-	9	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Leguminosae	-	3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-
Boraginaceae	-	-	-	3	-	-	4	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Rosaceae	-	-	-	2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2	-	-
Cannabaceae	1	2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Polypodiaceae	-	3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Filic. - mon.</i>	4	9	44	9	-	-	2	5	4	1	-	2	5	-	1	-
<i>Filic. - tril.</i>	-	-	6	7	-	-	-	-	1	1	-	-	1	-	-	-

nente un numero predeterminato di spore di lycopodio acetolizzate pari a 13.500 ± 500 .

I campioni non sono stati sottoposti ad acetolisi per meglio evidenziare eventuali pollini attuali "contaminanti"; tali granuli, peraltro in quantità modesta, sono stati esclusi dai conteggi nell'allestimento delle tabelle.

Poiché in lavori palinologici su depositi di età prossima a quella dei sedimenti considerati nel presente studio

si erano riscontrate percentuali significative di spore di lycopodio, evidentemente parte della flora locale, si sono allestiti campioni di controllo trattati come sopra per l'estrazione dei palinomorfi, ma senza aggiunta della tavoletta di spore. L'osservazione ha evidenziato che in tutti i campioni non sono presenti nei sedimenti spore di lycopodio provenienti dalla flora dell'intervallo di tempo considerato.

Tabella 9 - Contenuto pollinico nei campioni relativi al Complesso Superiore (valori percentuali).
Pollen contents (in percent) in the Upper Complex samples

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
<i>Pinus</i>	0	15,7	2,4	34,5	21,2	46,4	9,8	0	29,7	22,2	43,8	15,8	37,7	13,9	0	0
<i>Abies</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	5,6	0	0	0	0	0	0
<i>Picea</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	5,7	0	0	0
<i>Tsuga</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	9,1
Cupressaceae	0	0	1,6	0,7	0	0	6,1	6,3	0	0	0	0	5,7	6,9	5,0	0
Taxodiaceae	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	6,7	0
<i>Quercus</i>	0	2,8	7,3	4,1	5,8	0	6,1	6,3	2,7	0	31,3	28,9	0	7,9	5,0	0
<i>Castanea</i>	0	2,8	1,6	0	11,5	3,6	4,9	0	0	0	6,3	0	0	3,0	3,3	0
<i>Juglans</i>	0	0	0	1,5	0	0	0	0	2,7	0	0	0	0	0	1,7	0
<i>Carya</i>	0	0	0	2,2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Acer</i>	0	1,9	3,2	0	0	10,7	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Carpinus</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	1,4	0	0	0	0	3,0	0	0
<i>Corylus</i>	20,0	6,5	16,1	0	17,3	0	0	12,5	9,5	16,7	18,8	18,4	0	15,8	15,0	0
<i>Betula</i>	0	0	0	0	5,8	0	8,5	0	0	0	0	0	0	5,9	8,3	0
<i>Ostrya</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	4,1	0	0	0	0	0	0	0
<i>Fraxinus</i>	0	0	0	0	3,8	0	0	0	0	0	0	0	3,8	0	10,0	0
<i>Tilia</i>	0	0	0	1,5	0	3,6	0	12,5	0	16,7	0	0	0	0	0	0
<i>Ulmus</i>	0	0	5,6	0	0	7,1	0	0	0	0	0	0	0	0	5,0	0
<i>Alnus</i>	10,0	9,3	4,8	3,0	0	14,3	11,0	0	4,1	5,6	0	0	0	6,9	0	0
<i>Salix</i>	0	6,5	0	0	5,8	0	0	0	8,1	0	0	0	1,9	0	0	0
<i>Populus</i>	0	0	0	0	5,8	0	0	0	0	0	0	0	1,9	0	0	0
<i>Aesculus</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	18,2
<i>Ilex</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	5,0	0
Vitaceae	0	0	0	1,1	0	0	0	0	2,7	0	0	0	0	1,0	0	9,1
<i>Sambucus</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	5,4	0	0	0	0	0	0	0
Ericaceae	15,0	1,9	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Hordeum</i> tipo	0	0	0	1,1	1,9	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
A. Gramineae	15,0	27,8	0	1,9	11,5	14,3	7,3	12,5	0	0	0	13,2	11,3	12,9	11,7	0
Cyperaceae	0	6,5	8,1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	3,3	0
<i>Artemisia</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	6,8	0	0	2,6	0	2,0	0	9,1
A. Compositae	0	0	5,6	0	0	0	0	0	2,7	0	0	7,9	7,5	4,0	6,7	27,3
Cichorioideae	0	0	0	3,4	0	0	7,3	0	2,7	0	0	0	0	0	0	0
Caryophyllaceae	0	0	0	1,5	0	0	0	0	0	0	0	0	5,7	6,9	5,0	9,1
Plantaginaceae	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	5,3	3,8	3,0	0	0
Chenopodiaceae	15,0	0	3,2	25,8	0	0	8,5	12,5	10,8	22,2	0	2,6	3,8	4,0	0	0
<i>Polygonum</i>	0	0	0	6,4	0	0	8,5	0	0	0	0	0	0	0	6,7	18,2
<i>Rumex</i>	0	0	0	0	9,6	0	0	6,3	0	0	0	0	0	0	?	0
<i>Gentiana</i>	0	0	0	0	0	0	1,2	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Urtica</i>	0	0	0	0	0	0	13,4	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Umbelliferae	0	2,8	0	3,4	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Leguminosae	0	2,8	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1,0	0	0
Boraginaceae	0	0	0	1,1	0	0	4,9	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Rosaceae	0	0	0	0,7	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2,0	0	0
Cannabaceae	5,0	1,9	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Polypodiaceae	0	2,8	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Filic. - mon.	20,0	8,3	35,5	3,4	0	0	2,4	31,3	5,4	5,6	0	5,3	9,4	0	1,7	0
Filic. - tril.	0	0	4,8	2,6	0	0	0	0	1,4	5,6	0	0	1,9	0	0	0

Il contenuto pollinico, riportato come FPA in Tabella 7, è molto basso in tutti i campioni, come già evidenziato in altri sedimenti di ambiente genetico confrontabile, ad es. del Delta Padano (Paganelli, 1961); attenendosi alla scala proposta da Bertoldi in questo stesso lavoro per la cava R.D.B., i campioni relativi al Complesso Superiore dovrebbero tutti essere considerati sterili: tuttavia lo stato di conservazione dei reperti palinologici insieme alla sostanziale uniformità di presenza suggerisce di utilizzare le informazioni ottenibili, senza imputare con certezza il loro basso numero a sterilità primaria o secondaria.

I campioni di S. Andrea, Cascina Oriola e Grangia non

sono stati inseriti nell'elenco in quanto sono risultati sterili.

I conteggi relativi alle diverse entità censite sono riportati in valore assoluto in Tabella 8 ed in percentuale in Tabella 9. Per ciascun campione è stato letto tutto il sedimento ottenuto dopo il processo di estrazione ed arricchimento.

I dati così ottenuti sono stati riassunti in istogramma (Fig. 54), nel quale i campioni sono in ordine approssimativamente stratigrafico, secondo quanto riportato in precedenza.

I granuli si presentano abbastanza ben conservati, senza cavitazioni dell'esina, alterazione considerata indice di attività biologica elevata nei sedimenti pedogeniz-

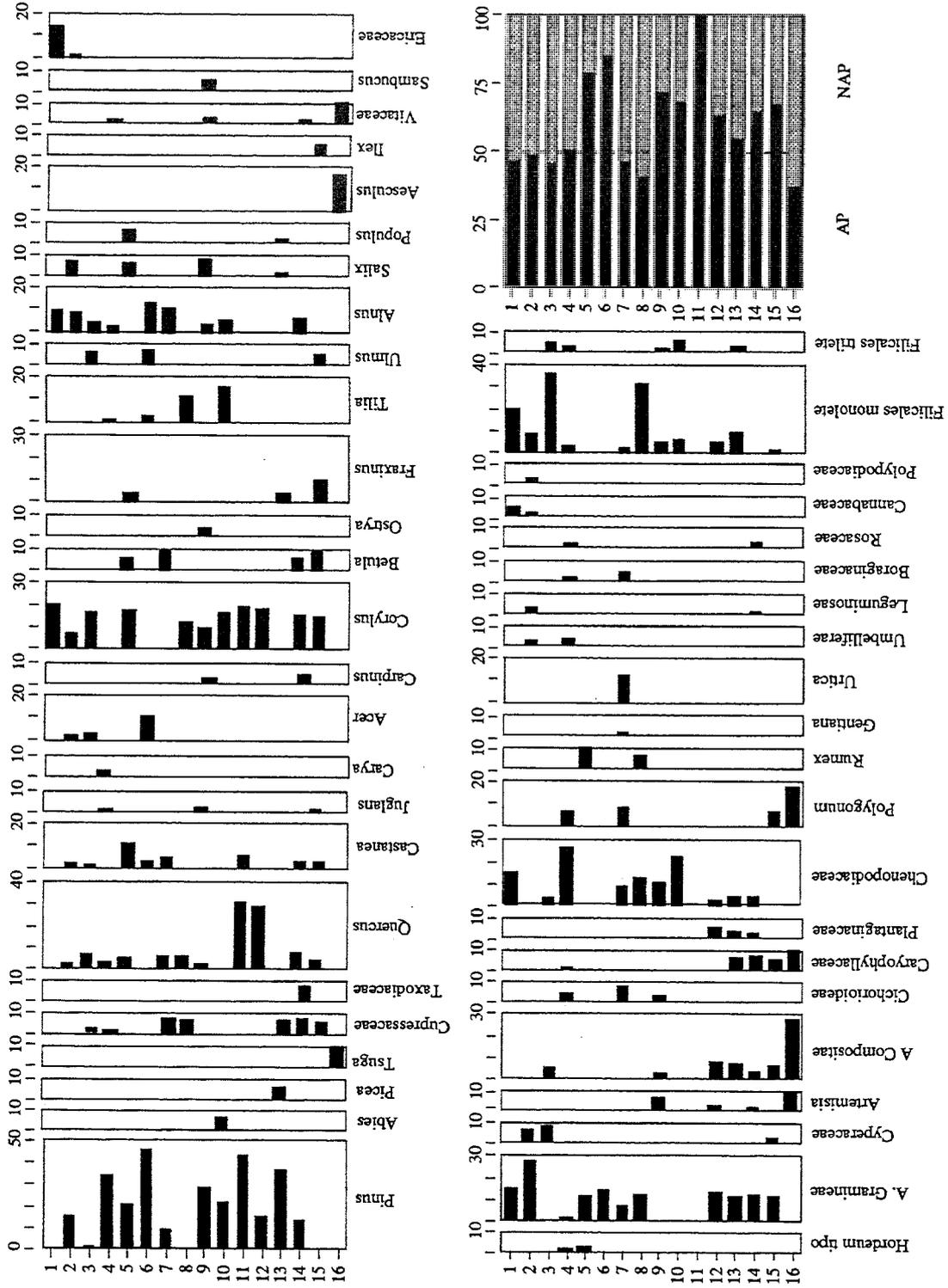


Fig. 54 - Istogramma relativo alla presenza dei diversi taxa, espressa in percentuale, nei vari campioni; è anche indicato il rapporto AP/NAP per ciascuno di essi. Histogram of taxa presence (in percent) in the samples; the ratio AP/NAP for each taxum is given.

zati, né assottigliamento o degradazione, alterazioni comuni in sedimenti con bassa attività biologica: la mancanza delle varie tipologie di deterioramento induce a ritenere che le caratteristiche dei sedimenti analizzati non siano estreme, tali cioè da determinare una selezione nell'assemblaggio pollinico iniziale. Si potrebbe quindi ipotizzare che la carenza generale di granuli e la notevole povertà di tipi pollinici sia legata soprattutto ad un forte impoverimento floristico sia qualitativo sia quantitativo del territorio, rispetto a quanto rilevato nei campionamenti relativi al Complesso Inferiore.

L'analisi pollinica mostra un quadro piuttosto omogeneo in tutti i campioni esaminati, nei quali non sono riscontrabili ampie oscillazioni qualitative o quantitative che possano suggerire variazioni floristiche legate a modificazioni climatiche sostanziali: anche in questo caso quindi le fluttuazioni potrebbero essere poste in relazione a cambiamenti delle condizioni ambientali locali e non a significative variazioni climatiche intervenute durante il periodo di sedimentazione del Complesso Superiore.

L'istogramma relativo ai valori AP/NAP evidenzia che i campioni più recenti (1, 2, 3, 4) hanno una prevalenza di granuli di entità non arboree e tale situazione si ripete anche nei campioni 7, 8, 16. I campioni 5, 6, 9, 10, 11, 12, 13, 14 e 15 con una più elevata percentuale di arboree evocano un paesaggio maggiormente forestato. Sono stati individuati 26 tipi di pollini di entità arboree e 21 di erbacee.

Si possono fare alcune considerazioni sulle entità arboree rilevate.

Pinus: la percentuale di tali granuli è relativamente elevata con un massimo del 46,4%; mancano nei campioni 1, 8, 15 e 16. Il polline appartiene al tipo *Pinus diploxylon*, considerato meno arcaico del tipo *Pinus aploxylon*, secondo il criterio diagnostico di Rudolph (1935) (in Meneghini & Paganelli, 1993); a tale gruppo nel suo insieme non può essere attribuito un significato climatico a causa della presenza di specie ad ecologia diversa. In questo caso, sulla base di alcune misurazioni morfometriche che si sono potute effettuare e comparare con quanto riportato da Accorsi *et al.* (1978; 1988) la maggior parte dei granuli è ascrivibile a *Pinus sylvestris*.

Abies: compare solo nel campione 10, in percentuale relativamente elevata (5,6%). Questo elemento, riconosciuto come caratteristico di un clima temperato fresco, nel panorama palinologico generale individuato sembra essere "casuale", non risultando presenti altri elementi dello stesso tipo climatico. Ricordando che i granuli possono subire un trasporto anemofilo a media e lunga distanza, la sua presenza potrebbe non derivare dalla flora locale.

Tsuga: è presente con valore percentuale significativo (9,1%) in un unico campione, stratigraficamente il più antico del complesso in esame. Tale entità è da alcuni Autori considerata specie guida del "Quaternario antico" (Paganelli, 1961; *Lona & Bertoldi, 1972) e la sua presenza potrebbe essere dovuta al permanere sporadico di questo *taxon* antico.

Taxodiaceae: anche il polline di tale famiglia è presente con valore percentuale abbastanza elevato (6,7%) in un solo prelievo, il 12, anch'esso fra quelli inferiori della successione. Il polline è molto probabilmente di *Taxodium* e non di *Sequoia*, in base a considerazioni morfometriche

condotte su granuli attuali (Caramiello & Fossa, 1993; 1995). *Taxodium* è anch'esso un elemento che può essere considerato arcaico, precedente al Pleistocene medio (Bertoldi, 1995).

Carya: questo elemento ritrovato nel campione 4 era presente nelle foreste planiziarie e pedemontane termofile insieme a numerose altre entità anche sempreverdi. Di quest'ultimo contingente si ha traccia in un campione più antico (15) dove è stato rinvenuto polline di *Ilex*.

La presenza di *Tsuga*, di Taxodiaceae e di *Carya* è uno dei pochi elementi di raccordo con quanto reperito nel Complesso Inferiore in cui dominano elementi caratteristici appartenenti alla fase pre-Tiberiana ed ancora sporadicamente presenti nella successiva fase Tiberiana.

Cupressaceae: granuli di questa famiglia sono presenti in alcuni campioni (3, 4, 7, 8, 13, 14 e 15) con valori variabili fra 0,7 e 6,9%; dal punto di vista morfometrico la totalità dei granuli ha dimensioni comprese nei valori riconosciuti per *Juniperus communis*, valori che però presentano sovrapposizioni con quelli di altre specie verificati su campioni attuali (Caramiello *et al.*, 1991a; 1991b; 1991c); pertanto la loro presenza non è in grado di fornire indicazioni ecologiche o cronostatigrafiche.

Numerose sono le altre entità arboree, quali *Quercus* tipo caducifolia (fino al 31% nel campione 11), *Corylus* (fino al 20% in 1, ma sempre abbondante anche in campioni più antichi) *Carpinus*, *Fraxinus*, *Tilia* (fino al 16%), *Ulmus* e *Castanea* (presente in 2, 3, 5, 6, 7, 11, 14 e 15 con percentuali da 1,6 a 11,5) che ancora oggi costituiscono la componente principale del Querceto misto; alcune di esse (*Quercus* tipo caducifolia, *Ulmus*, *Carpinus*, *Castanea*) sono considerate mediocromatiche, indici di clima temperato-umido, comuni nelle foreste planiziarie e pedemontane termofile.

Per quanto riguarda il polline di *Castanea* esso è riferibile a *Castanea sativa*, mentre non sono stati rinvenuti granuli di *Castanea latifolia*, elemento estinto con la glaciazione würmiana (Paganelli, 1961; Meneghini & Paganelli, 1993).

Queste entità nel loro complesso appartengono ad una flora attuale.

I granuli delle specie erbacee sono tutti appartenenti a generi che non sono significativi né sotto il profilo ambientale, né dal punto di vista cronologico, né da quello climatico.

Il polline delle Gramineae presenta in grande prevalenza misure riferibili a quello di entità spontanee. In due campioni sono presenti granuli "tipo *Hordeum*": nonostante le loro caratteristiche morfometriche siano confrontabili con quelle di specie coltivate e nonostante non sembrino "pollini contaminanti", nel contesto generale si esclude la presenza di entità domesticate. Pertanto questi granuli potrebbero essere semplicemente individui "grandi" nell'ambito delle variazioni di popolazioni di specie spontanee.

Spore di Filicales monolette (*Asplenium*, *Dryopteris*, *Cystopteris*) sono abbondanti ed indicano la presenza di ambienti localmente umidi; tali spore sono presenti in campioni contenenti anche significative percentuali di polline di Cyperaceae (da 3,3 a 8,1 %) e di *Alnus* (da 3 al 11%).

In conclusione, si può ritenere che nei 16 campioni analizzati sia rappresentata sostanzialmente la compo-

nente floristica autoctona inglobata nei sedimenti più recenti propri del Complesso Superiore della successione del Villafranchiano-tipo. Le tracce polliniche indicano una flora sostanzialmente simile all'attuale, con pochissimi reperti (*Tsuga*, Taxodiaceae e *Carya*) propri di flore di periodi più antichi ben rappresentate nei livelli del Complesso Inferiore.

Questa modesta presenza è forse un ulteriore tassello del mosaico con il quale si sta cercando di ricostruire la posizione cronologica e la sequenza climatica del periodo e sta ad indicare, come già suggerito da altri Autori (Follieri, 1957; Paganelli, 1961; Follieri, 1977) una graduale frammentazione, durante il Quaternario inferiore, degli areali di distribuzione delle specie terziarie, con un impoverimento qualitativo e quantitativo della flora stessa.

La scarsità e l'omogeneità del contenuto pollinico dei campioni esaminati potrebbero essere l'estrema conseguenza del progressivo impoverimento floristico evidenziato già nei livelli più recenti dello stesso Complesso Inferiore.

Nei limi argillosi dell'Unità di Maretto si trova traccia di una flora mesofila simile all'attuale, propria di territori a clima mite con presenza di ambienti umidi (*Alnus*, Cyperaceae, Filicales monoletete) effimeri, che potrebbero essere legati geneticamente ad episodi di rotta fluviale.

La flora pollinica del Complesso Superiore evoca un ambiente climaticamente e floristicamente molto diverso da quello del Complesso Inferiore nonostante la presenza di entità comuni nei due complessi, quali *Quercus* t. caducifolia, *Tilia*, *Carpinus*, *Ostrya*, ecc.

Inoltre poiché i prelievi sono puntiformi e non provengono da un'unica località, non sembra possibile evocare con chiarezza per i singoli livelli o per gruppi di essi un paesaggio boschivo o di prateria. Probabilmente queste due formazioni vegetali erano contemporaneamente presenti, con dominanza dell'una o dell'altra a seconda delle situazioni topografiche locali, che dovevano consentire la presenza diffusa di zone ricche di acqua a lento scorrimento.

Non si esclude che la presenza dei pochi resti di *Tsuga*, Taxodiaceae e *Carya* rilevati nei livelli più antichi del Complesso Superiore sia dovuta a fenomeni di rimaneggiamento.

4.5.4 Molluschi

Le malacofaune marine (G. Pavia)

Le oritocenosi a molluschi marini sono state studiate in dettaglio negli affioramenti di Arboschio (Cantarana) e di Cascina Mottura (Ferrere). In entrambe le località, con rapporti non chiaramente definibili rispetto alle sottostanti facies infralitorali delle Sabbie di Asti *p.p.*, affiorano i sedimenti prevalentemente sabbiosi dell'Unità di Ferrere. Il loro contenuto paleontologico, abbondante nella parte inferiore della successione, è relativamente omogeneo; differenze nei dati tafonomici e nel significato paleoecologico ne consigliano tuttavia una descrizione separata.

Cava Arboschio

Vengono qui sintetizzate le analisi riportate nella

"Guida all'escursione nell'area-tipo del Villafranchiano" (Pavia in *Basilicci et al., 1994). I risultati sono il frutto di recenti osservazioni di terreno che integrano ed aggiornano i dati conosciuti in letteratura per i termini inferiori dell'Unità di Ferrere. Precedenti studi (*Pavia, 1970) segnalavano rari esemplari di Ostreidae nei livelli basali della sovrastante Unità di San Martino; una più accurata interpretazione tafonomica suggerisce che tali fossili possano costituire entità rimaneggiate (rielaborate *sensu* Fernandez Lopez, 1991), erose da livelli dell'Unità di Ferrere e sedimentate entro i depositi ghiaioso-sabbiosi dell'Unità di San Martino, interpretati come canali distributori deltizi nell'analisi sedimentologica (cfr. §4.3.2).

Nel tratto inferiore della successione, al di sopra di uno strato metrico di sabbie medie vistosamente bioturbate da gallerie di crostacei dell'icnogenere *Ophiomorpha*, sono presenti sabbie da medie a grossolane, spesso microghiaiose, molto fossilifere, organizzate in strutture canalizzate con festoni e laminazioni oblique ad angoli opposti e variamente aperti (litofacies A: cfr. §4.3.2). I *sets* di lamine, per uno spessore di qualche metro, sono evidenziati da concentrazioni di fossili, soprattutto valve di pelecipodi allineate sulle superfici laminari con convessità verso l'alto. Alle sabbie si intercalano orizzonti pelitici a laminazione piano-parallela, lenticolari alla scala dell'affioramento ed interrotti lateralmente dalle strutture canalizzate; le peliti (litofacies C) contengono addensamenti planari di filliti di fanerogame terrestri, evidentemente fluitate.

Nelle associazioni a molluschi dei livelli sabbiosi sono state determinate 105 specie, di cui 46 gasteropodi, 55 pelecipodi, 4 scafopodi. L'elenco dettagliato dei *taxa* è riportato da *Basilicci et al. (1994, p. 661) con i relativi valori di abbondanza su basi semiquantitative; qui sono ricordati solo i *taxa* più frequenti rinvenuti nella raccolta manuale:

Cerithium crenatum
Calyptraea chinensis
Neverita josephina
Cyclope neritea
Nassarius gibbosulus
Nassarius mutabilis
Subula fuscata
Nucula nucleus
Glycymeris insubrica
Modiolus adriaticus
Pecten flabelliformis
Chlamys inaequicostalis
Ostrea edulis
Ostrea forskalii
Loripes lacteus
Lucinella divaricata
Diplodonta apicalis
Diplodonta rotundata
Chama gryphoides
Glans intermedia
Acanthocardia aculeata
Laevicardium crassum
Cerastoderma edule
Cerastoderma clodiense
Spisula subtruncata
Donax minutus
Chamelea gallina
Dosinia lupinus
Callista puella
Antalis vulgaris

Nel loro complesso le oritocenosi a molluschi di Arboschio sono molto simili a quelle degli affioramenti tipici delle Sabbie di Asti. Il 98% delle specie elencate ad Arboschio è infatti presente nella "paleocomunità a *Glycymeris insubrica*" di Valle Andona e Valle di Monale (Campantico, 1993). Detta percentuale di somiglianza specifica aumenta al 100% se paragonata con la "paleocomunità a *Isognomon maxillatus*"; fa eccezione la frequenza di *C. clodiense*, pelecipode riconducibile ad ambienti sedimentari influenzati da apporto di acqua dolce, se non salmastri. L'elevata dominanza di *D. minutus*, infine, permette una stretta correlazione paleobiocenotica con la paleocomunità caratterizzata da questo tellinoide (Ferrero & Merlino, 1992).

L'analisi biostratigrafica delle associazioni a molluschi ha indicato una costante alloctonia dei fossili, con elementi tafonomici prodotti in altri luoghi e trasferiti (risedimentati) da correnti sul fondale di sedimentazione. Ne sono indizi: (1) la frequente usura dei gusci dei molluschi; (2) la costante disarticolazione dei gusci di bivalvi; (3) la disposizione delle valve isorientate con convessità verso l'alto sulla superficie delle lamine oblique; (4) la disposizione caotica dei fossili al fondo delle strutture canalizzate in assenza di bioturbazione. Lo stato di conservazione dei fossili non frammentati permette di escludere fenomeni di rielaborazione (rimaneggiamento), ipoteticamente compatibili con la forte energia idrodinamica di un siffatto ambiente sedimentario, comportante erosione di sedimenti precedentemente deposti e possibile esumazione di strutture scheletrici già sepolte. Chiare indicazioni in tal senso si ricavano sia dall'omogeneità fossil-diagenetica sia da deformazione elastica dei gusci per carico sedimentario. Eventuali casi di rielaborazione su fossili appartenenti a fasi di sedimentazione precedenti potrebbero essere ipotizzati per i frequenti gusci fratturati ed usurati, ma in nessun caso risultano evidenze significative; tali fossili sono tafonomicamente indefinibili.

Le associazioni fossili presenti negli orizzonti sabbiosi di Arboschio sono classificabili come oritocenosi trasportate "indigene", in quanto costituite da resti conchigliari prodotti da biota viventi in ambienti contigui dei piani infralitorale e litorale. Dal punto di vista qualitativo, quasi il 50% dei molluschi elencati popolava infatti i fondali più superficiali del mare astigiano, mentre la restante percentuale di specie riguarda forme euribate diffuse a diversi livelli paleobiocenotici della piattaforma continentale. La pertinenza infralitorale e litorale raggiunge però valori prossimi al 100% nel computo limitato alle specie più frequenti, sopra elencate. Il dato batimetrico è in accordo con l'affinità tessitura della maggior parte dei taxa determinati, viventi su o entro fondali sabbiosi. Si tratta di forme psammofile pure o tolleranti, tra cui merita ricordare *C. clodiense*, *D. minutus*, *C. gallina*; fanno eccezione le specie pelofile tolleranti *C. crenatum*, *D. rotundata*, *C. edule*, adattate anche a fondali fangosi di ambiente lagunare, e *N. josephina* forma euritopa della parte superiore della piattaforma continentale.

Dal punto di vista paleobiocenotico, tutte le specie di molluschi sono riconducibili a paleocomunità del piano litorale e, in maggior misura, dei livelli superiori del piano infralitorale, direttamente in quanto esclusive (e) e preferenziali (p) oppure indirettamente in quanto accompa-

gnatrici delle biocenosi marine superficiali distinte in Mediterraneo da Pérès & Picard (1964), Picard (1965), Corselli & Scola (1990). Le considerazioni che seguono sono limitate alle già citate specie più frequenti.

La maggior parte dei taxa è riferibile alla biocenosi attuale delle "sabbie fini ben calibrate" (SFBC) che si sviluppa su fondali con sabbie fini a granulometria omogenea, talvolta leggermente fangose. Tra le specie più significative si ricordano: *N. josephina* (e), *N. mutabilis* (e), *S. fuscata* (p), *G. insubrica* (p), *C. inaequicostalis* (e), *G. intermedia* (p), *A. aculeata* (e), *C. gallina* (p), *D. lupinus* (p), *C. puella* (e). Specie accompagnatrici della biocenosi SFBC sono da considerare *C. gryphoides*, *N. nucleus*, *C. chinensis*, *D. apicalis*, *L. crassum*, *A. vulgaris*. [Le specie meno frequenti (*Basilicet al., 1994, p. 661) sbilanciano ancor più in senso SFBC tali considerazioni paleobiocenotiche].

Altre specie di molluschi (*N. gibbosulus* e, soprattutto, *D. minutus*) sono significative della biocenosi delle "sabbie fini dei livelli superficiali" sviluppata lungo la linea di battigia (SFHN: Ferrero & Merlino, 1992). Sono inoltre frequenti i molluschi che, pur segnalati diffusamente in SFBC e SFHN, sono in grado di sopportare variazioni di salinità; la loro abbondanza è un chiaro indizio di condizioni almeno parzialmente influenzate da apporto dulcicolo: *C. crenatum*, *C. neritea*, *M. adriaticus*, *L. divaricata*, *D. rotundata*, *C. edule*, *S. subtruncata*. A queste si aggiunge *C. clodiense*, forma esclusiva della biocenosi delle "lagune eurialine ed euriterme" (LEE: Picard, 1965). Infine *L. lacteus* è esclusivo della biocenosi delle "sabbie fangose superficiali in ambiente protetto" (SVMC). Considerazioni diverse riguardano *P. flabelliformis*, pelecipode fossile ritenuto significativo dei fondali pelitico-sabbiosi al passaggio tra i piani infra- e circalitorale. Tenendo presente le dimensioni generalmente ridotte dei resti di tale pettinide e la prevalenza di valve sinistre piatte rispetto a quelle destre convesse, la frequenza di *P. flabelliformis* può essere spiegata con un trasporto selettivo ad opera di correnti di fondo in grado di trasferire strutture ad alta portanza idrodinamica.

In conclusione, le oritocenosi trasportate di Arboschio risultano composte da differenti *stocks* paleobiocenotici importati dai settori più superficiali del piano infralitorale e da quelli litorali. La concentrazione biostratigrafica di gusci di molluschi stenoalini con forme in grado di sopportare diminuzioni di salinità per apporto dulcicolo trova spiegazione nella già descritta influenza delle correnti di marea (cfr. §4.3.2) con fasi deposizionali di sabbie a corpi canalizzati e lamine oblique alternate ad episodi di decantazione di orizzonti sabbioso-pelitici.

Cascina Mottura

La sezione di Cascina Mottura è stata descritta da *Basilicet al. (1994, p. 660), che hanno attribuito la parte inferiore della successione all'Unità di Ferrere. L'analisi paleontologica sulle associazioni a molluschi è stata effettuata in tempi più recenti ed ha permesso di evidenziare la presenza di uno strato sabbioso-pelitico con oritocenosi autoctona ad Ostreidae, intercalato ai livelli sabbiosi della litofacies A (cfr. §4.3.2). Alla base dell'affioramento, dal basso verso l'alto, sono riconoscibili i seguenti intervalli:

- 1) Sabbie grigie medio-grossolane con scarsa matri-

ce pelitica e senza strutture evidenti, affioranti per uno spessore di 40÷50 cm; locali concentrazioni di *clay-chips* e bioclasti di bivalvi.

2) Livello (60 cm) mostrante struttura canalizzata con base erosionale e costituito da sabbie da grossolane a medie, bruno-rossastre, organizzate in almeno tre unità con evidente gradazione. Conchiglie di molluschi ed abbondanti bioclasti disposti in modo irregolare nel sedimento, eccezion fatta per grosse valve di *G. bimaculata* e di *C. italica* isorientate con convessità verso l'alto alla base del livello. Le sabbie sormontano uno strato decimetrico discontinuo di peliti alternate a sabbie fini (litofacies C); all'erosione di questo strato sono da ricondurre i larghi e piatti *clay-chips* che si rinvengono alla base del livello sabbioso.

Il contenuto paleontologico dell'associazione a molluschi è molto elevato, soprattutto in pelecipodi tra i quali predominano gli Heterodonta. Un campionamento speditivo sul terreno ha permesso di riconoscere i seguenti taxa (f = 8÷20 esemplari; ff = > 20 es.):

Potamides tricinctus
Turritella vermicularis
Calyptrea chinensis
Naticarius tigrinus
Cyclope neritea
Nassarius reticulatus
Sphaeronassa mutabilis
Glycymeris bimaculata (f)
Glycymeris insubrica (f)
Glycymeris pilosa
Mytilus scaphoides
Modiolus adriaticus
Flabellipecten flabelliformis
Chlamys inaequicostalis
Ostrea edulis (ff)
Ostrea forskålii
Diplodonta rotundata
Glans intermedia
Cerastoderma clodiense (ff)
Solen marginatus
Tellina corbis
Gastrana fragilis
Gastrana lacunosa
Donax minutus (ff)
Venus verrucosa
Chamelea gallina (ff)
Clausinella fasciata
Dosinia lupinus (f)
Callista italica
Callista puella

Dal punto di vista tafonomico l'orictocenosi risulta interamente trasportata e costituita da *stocks* faunistici con differente pertinenza paleobiocenotica, in analogia con quanto descritto per Arboschio. Due aspetti mettono in particolare evidenza tale mescolamento. Da un lato l'abbondanza di grandi esemplari di *Glycymeris* spp. e di altri pelecipodi caratteristici della paleobiocenosi s₁bc indica un massiccio apporto dai settori più superficiali del piano infralitorale. In secondo luogo l'elevata frequenza di *O. edulis*, talora con gusci bivalvi dispersi nella matrice sabbiosa o cementati in agglomerati biocostruiti, si può interpretare come la conseguenza dello smantellamento di una paleocomunità ad ostreidi analoga a quella

registrata nel successivo strato 3, sviluppata in un settore di piana tidale ed incisa dal divagare di un canale di marea. Indizi di trasporto degli ostreidi si hanno da esemplari bivalvi ribaltati con bioincrostazioni di crostacei cirripedi rivolte verso il basso.

3) Strato (25 cm) con limite inferiore graduale sulle sottostanti sabbie e costituito da pelite sabbiosa di colore grigio-bruno con flammature rossastre derivanti da ossidazione di resti vegetali originariamente carbonificati. Lo strato è molto fossilifero con elementi autoctoni rappresentati da esemplari bivalvi di mitiloidi (*M. scaphoides*, *M. adriaticus*) e soprattutto di ostreidi (*O. edulis*) sia isolati sia cementati in *clusters* sviluppati per tutto lo spessore dello strato. L'autoctonia dei fossili è indicata anche dalla presenza di gusci bivalvi con modello interno argilloso mostrante una chiara struttura geopetale. L'orictocenosi è in realtà mista per la presenza di una frazione alloctona costituita da sparsi bioclasti ed esemplari univalvi di Pteriomorpha e di Heterodonta (frequenti *D. minutus*), il cui significato è analogo a quanto descritto per il livello 2.

L'associazione oligotipica a mitiloidi ed ostreidi è definibile come "paleocomunità a *O. edulis*". Essa trova riscontro in analoghe situazioni biocenotiche di *patch-reefs* descritte nelle piane tidali di Helgoland nel Mare del Nord (Stenzel, 1971, p. 1048; Reineck & Singh, 1973). In particolare, forti analogie esistono con il banco ad Ostreidi di Lorely sviluppato a profondità inferiori a 10 m, in condizioni debolmente salmastre (salinità < 34‰), su un substrato sabbioso stabilizzato al confine con fondali fangosi su cui si insediano comunità a Mitiloidi.

Nel dettaglio di Cascina Mottura, gli ostreidi formavano strutture biocostruite discontinue e di limitata estensione areale, a cui alternavano "pozze" tenute libere dai flussi di marea. Entro le depressioni veniva depositato sedimento sabbioso-pelitico con bioclasti sufficienti per l'an-coraggio epifaunale di esemplari isolati di *M. scaphoides* e di *O. edulis* oppure seminaunale di *M. adriaticus*. Questi fossili si rinvengono spesso subverticali, in posizione di vita, ed è significativo, dal punto di vista autoecologico, segnalare lo sviluppo di morfologie equivalvi nei gusci di *O. edulis* conseguenti da un lato alle ridotte dimensioni del substrato di cementazione (bioclasti isolati), dall'altro all'interramento delle "pozze" che induceva negli ostreidi un *habitus* quasi seminaunale con crescita subverticale.

4) Livello plurimetrico di sabbie grigie da medio-grossolane a grossolane, organizzate in strutture a festoni con lamine oblique a grande scala ed intercalate a sottili strati di pelite o di sabbia fine cementata. Bioclasti e gusci interi di molluschi abbondanti nel primo metro di successione con valve di pelecipodi concentrate lungo le superfici laminari in genere a convessità verso l'alto, tendenzialmente isodiametriche per unità di sedimentazione. Presenti grossi esemplari di *G. bimaculata*, *O. edulis*, *V. verrucosa*.

Il livello è analogo a quello descritto ad Arboschio nella parte inferiore dell'Unità di Ferrere, sia per quanto attiene l'interpretazione sedimentologica (depositi di canale di marea), sia per le considerazioni tafonomiche. In particolare si tratta di orictocenosi trasportate il cui elenco tassonomico ricalca sostanzialmente quello del livello 2 della sezione; la differenza principale consiste nella frequenza di Ostreidae, quantitativamente più ab-

bondanti degli Heterodonta. La base erosiva del livello è marcata da una concentrazione di esemplari di *O. edulis* molti dei quali a guscio bivalve; questi potrebbero costituire elementi rielaborati derivanti dall'erosione del sottostante strato 3.

La malacofauna continentale (A.D. Ciangherotti, D. Esu & O. Girotti)

Mentre gli studi sui vertebrati di Villafranca d'Asti hanno avuto maggior sviluppo a partire dalla seconda metà di questo secolo, quelli sui molluschi continentali hanno avuto un primo notevole impulso già dalla fine del secolo passato, soprattutto per opera di Sacco nei suoi numerosi lavori. Le ricerche sui molluschi piemontesi sono poi ricominciate dapprima con una rassegna bibliografica dei siti e delle specie (*Martinis, 1949), in seguito con una revisione sistematica, sostenuta da nuove raccolte, da parte degli scriventi in alcuni scritti, dove si affrontano anche questioni di paleobiogeografia (*Esu & Girotti, 1974; *Esu, 1982; *Esu & Girotti, 1991; *Esu *et al.*, 1993; *Esu & Girotti, 1994; *Esu *et al.*, in prep.).

La collezione di Sacco è andata in parte perduta in seguito agli eventi della Seconda Guerra Mondiale. Il materiale rimasto è stato poi esaminato dagli scriventi, da Schlickum & Strauch (1979) e da Truc (1971), che lo ha confrontato con quello proveniente dal bacino del Rodano. La testimonianza della visita di G. Truc è data dai cartellini che egli ha aggiunto alla collezione Sacco. Alcuni tipi di questa sono pubblicati in *Ferrero Mortara *et al.* (1984).

Infine gli scriventi hanno effettuato una serie di campionature nell'area di Villafranca, protrattesi dagli anni settanta ai primi mesi del 1994. La presente nota offre un aggiornamento non ancora definitivo dei dati sin qui raccolti.

Se si considerano come "tipici" gli strati del Villafranchiano così come li ha definiti *Pareto (1865), essi vanno localizzati lungo le scarpate che costeggiano la ferrovia fra Villafranca d'Asti e S. Paolo. Per quest'area Sacco indica, in diversi lavori (cfr. bibliografia), un certo numero di specie, fra le quali abbiamo scelto quelle estinte, qui di seguito riportate dopo una revisione sistematica:

Viviparus pollonerai Sacco
Emmericia pliocenica (Sacco)
Discus pantanellii (Sacco)
Janulus angustiumblicatus (Sacco)
Retinella (*Lyrodiscus*) cf. *R. jourdani* (Michaud)
Triptychia mastodontophila (Sismonda)
Laminifera (*Laminiplicata*) *villafranchiana* (Sacco)
Hygromia carinatissima (Sacco)
Eobania magnilabiata (Sacco)

E' noto che le scarpate della ferrovia non offrono più affioramenti visibili e che l'attenzione è stata in seguito rivolta ad alcune cave e tagli presso Villafranca e nei suoi dintorni. L'affioramento che ha offerto il maggior numero di specie è la Cava R.D.B., con i suoi fronti di scavo in continua modificazione. Litologicamente essi sono stati attribuiti, nell'ambito del rilevamento geologico per la presente revisione, all'Unità di San Martino, deponsi in un ambiente fluvio-lacustre di piana deltizia. Alla stessa unità sono stati attribuiti i sedimenti delle Cave Arboschio e Cantarana (sovrastanti all'Unità di Ferrere), gli affioramenti del sito presso Cascina Melona (Roatto), di quello di Madonna di Casale e di quello di Cascina Fagliaverde.

Cava R.D.B.

Forniamo l'elenco delle specie estinte senza i livelli di provenienza, poiché esse si ripetono nella successione. Tranne le prime due della lista, che appartengono ai prosobranchi, le restanti sono dei polmonati:

Viviparus pollonerai Sacco
Schuettemmericia lenoiri (Schlickum)
Carychium (*Saraphia*) *pseudotetrodon* Strauch
Lymnaea bucciniformis Sacco
Gyraulus stoppanii (Sacco)
Gastrocopta (*Albinula*) *acuminata fossanensis* (Sacco)
Gastrocopta (*Vertigopsis*) *dehmi* Schlickum & Strauch
Leiostylia gottschicki (Wenz)
Eostrobilops aloisii Manganelli, Delle Cave & Giusti
Acanthinula paronai (Sacco)
Janulus angustiumblicatus (Sacco)
Retinella (*Lyrodiscus*) cf. *R. jourdani* (Michaud)
Palaeoglandina lunensis (D'Ancona)
Triptychia mastodontophila (Sismonda)
Hygromia carinatissima (Sacco)
Eobania magnilabiata (Sacco)

Sono in comune con il precedente elenco di Sacco:

Viviparus pollonerai
Janulus angustiumblicatus
Retinella (*Lyrodiscus*) cf. *R. jourdani*
Triptychia mastodontophila
Hygromia carinatissima
Eobania magnilabiata

Le altre sono state identificate dagli scriventi; fra queste, le specie istituite da Sacco erano state da lui trovate in altre zone, come per esempio Fossano nel Cuneese e Tassarolo (Alessandria).

Cantarana

Solo due specie significative:

Viviparus pollonerai Sacco
Negulus villafranchianus (Sacco)

Roatto (Cascina Melona)

Specie estinte:

Carychium (*S.*) *pseudotetrodon* Strauch
Retinella (*Lyrodiscus*) cf. *R. jourdani* (Michaud)

Aronelli (Cascina San Martino nell'area di Scarassera)

Una specie estinta:

Viviparus pollonerai Sacco

Madonna di Casale

Due specie estinte:

Gastrocopta (*A.*) *acuminata fossanensis* (Sacco)
Gastrocopta (*V.*) *dehmi* Schlickum & Strauch

Cascina Fagliaverde

Una specie estinta:

Triptychia mastodontophila (Sismonda)

Come gli affioramenti citati sono stati attribuiti alla stessa unità litostratigrafica (Unità di San Martino), così anche dal punto di vista biostratigrafico essi esprimono tutti la stessa associazione malacologica. Ovviamente, la Cava R.D.B. fa da riferimento per l'abbondanza di specie. L'associazione di Villafranca d'Asti ha in comune con

la fauna dei tronchi della Foresta Fossile di Dunarobba (Umbria) (*Esu *et al.*, 1993) i seguenti polmonati:

Carychium (S.) pseudotetrodon Strauch
Negulus villafranchianus (Sacco)
Gastrocopta (A.) acuminata fossanensis (Sacco)
Gastrocopta (V.) dehmi Schlickum & Strauch
Leiostyla gottschicki (Wenz)
Eostrobilops aloisii Manganeli, Delle Cave & Giusti
Laminifera (L.) villafranchiana (Sacco).

Con la Sardegna (Formazione del Nuraghe su Casteddu, Pliocene) (Esu, 1978) ha in comune:

Negulus villafranchianus (Sacco).

Dal giacimento classico pliocenico di Frechen e Fortuna, del bacino del Reno (Germania) (*Esu *et al.*, 1993, con bibliografia) provengono:

Viviparus pollonerai Sacco
Lymnaea bucciniformis Sacco
Gastrocopta (A.) acuminata fossanensis (Sacco)
Gastrocopta (V.) dehmi Schlickum & Strauch
Leiostyla gottschicki (Wenz)
Discus pantanellii (Sacco).

Dai depositi pliocenici del bacino del Rodano (*Esu *et al.*, 1993) si conoscono:

Schuettemmericia lenoiri (Schlickum)
Carychium (S.) pseudotetrodon Strauch
Gastrocopta (V.) dehmi Schlickum & Strauch
Hygromia carinatissima (Sacco)

Per l'area di Villafranca, le basi cronostratigrafiche di riferimento sono fornite dall'età medio-pliocenica dell'unità marina sottostante (Sabbie di Asti *p.p.*) e dalla mammalofauna dell'Unità Faunistica di Triversa (*Azzaroli, 1977). Questa proviene dagli stessi strati della nostra malacofauna e le è stata attribuita un'età di circa 3 Ma (*Azzaroli *et al.*, 1988).

I basalti intercalati nella Formazione di Nuraghe Su Casteddu, contenente *N. villafranchianus*, sono stati datati fra 3,6 e 2,8 Ma (Savelli & Pasini, 1973).

La malacofauna del bacino del Reno cade, secondo Boenigk *et al.* (1974), prima del limite Gauss-Matuyama. Per i depositi del bacino del Rodano, contenenti la citata malacofauna, Clair & Puissegur (1969) e Clair (1976) indicano un'età villafranchiana antica, sostenuta dalla presenza di *Mimomys polonicus* e *Mimomys cf. M. reidi* (Rodentia) e collocata attorno ai 2,5 Ma. La presenza di *M. polonicus* a Cessey-sur-Tilles viene confermata in seguito da *Chaline (1984). Anche nei depositi pliocenici del bacino del Reno (Frechen, Colonia) precedenti il limite paleomagnetico Gauss-Matuyama, è presente *M. polonicus* (Koenigswald & Tobien, 1990).

Nella "fauna locale" di Arondelli è presente invece (*Masini & Torre, 1987) *Mimomys hajnackensis*, descritto precedentemente da *Michaux (1970) come *M. polonicus*.

Nella biostratigrafia continentale del Cenozoico europeo basata sui muroidei (Rodentia), proposta recentemente da *Fejfar & Heinrich (1990), gli strati con la mammalofauna di Triversa si correlano cronologicamente con la zona a *M. hajnackensis*, mentre gli strati con la mammalofauna di Montopoli si riallacciano alla zona a *M. polonicus*. Ambedue sono comprese da questi Autori nella zona MN 16, fra 3 e 2,5 Ma.

Nel complesso, l'associazione malacologica dei din-

toni di Villafranca d'Asti si colloca nel Pliocene medio sia per la sua posizione nella stratigrafia locale sia per correlazione con i giacimenti sardi, tedeschi e francesi.

La longevità delle specie dei molluschi continentali è sicuramente maggiore di quella dei mammiferi e non è possibile definire una biocronologia altrettanto articolata, tant'è vero che l'associazione di Villafranca si estende nel tempo almeno lungo l'intervallo sotteso dalle due suddette zone a roditori. Tuttavia, è certo che le specie considerate si estinguono tutte nel Pliocene, tranne *L. bucciniformis*, presente nel Pleistocene inferiore italiano, e *G. (V.) dehmi*, localmente rinvenuta anche nel Pleistocene inferiore della Bresse (*Esu *et al.*, 1993).

Come corollario di queste affermazioni, si colloca nel Pliocene anche la malacofauna dei tronchi della Foresta Fossile di Dunarobba (Umbria), pur non essendovi un diretto riferimento ai vertebrati.

L'assoluta prevalenza dei gasteropodi polmonati sui prosobranchi è in accordo con l'ambiente deposizionale fluvio-lacustre di piana deltizia. Fra i generi riconosciuti si distinguono elementi fortemente igrofili, di bosco, di acque poco profonde e parzialmente stagnanti, di acque a lento scorrimento, i quali ben si inseriscono nel paesaggio che il citato ambiente deposizionale può determinare.

Inoltre alcuni generi estinti in Italia, come *Negulus*, *Janulus* e *Leiostyla*, hanno rappresentanti viventi attualmente in Africa settentrionale ed orientale e nelle Isole Canarie, suggerendo così per il Pliocene medio un clima più caldo dell'attuale. Per maggiori riferimenti e dati paleobiogeografici, si veda *Esu *et al.* (1993).

4.5.5 Foraminiferi (D. Violanti)

In questo paragrafo verranno esposte la descrizione e l'interpretazione dei diversi campioni di microfauna, raggruppati per unità stratigrafiche.

Unità di Ferrere

Il contenuto faunistico è differente nei sedimenti sabbiosi e siltosi.

1) sabbie (campioni q. 220⁽²⁷⁾, q. 230): residui quasi totalmente sterili. E' stato individuato solo un frammento di guscio di mollusco. Rarissimi sono i frammenti di foraminiferi planctonici (probabile *Globigerina* sp.), diagenizzati e riempiti da sedimento, interpretabili come rimaneggiati.

2) livelli siltosi (campione cava Arboschio): sedimento finemente stratificato, con abbondanti frammenti vegetali ossidati, impronte di foglie. Nelle frazioni granulometriche fina (63+150 µm) e media (150+270 µm) i foraminiferi sono relativamente comuni. Sono state determinate le seguenti specie bentoniche:

Ammonia beccarii (L.)
Ammonia tepida (Cush.)
Brizalina spathulata (Williamson)
Bolivina earlandi Parr
Bolivina variabilis (Williamson)
Bulimina aculeata d'Orb.

(27) La quota 0 di questa successione è la stessa della successione descritta nella sezione "Sedimentologia", relativa all'Unità di San Martino, contenuta nel §4.3.2.

Bulimina inflata Seguenza
Bulimina elongata d'Orb.
Buccella granulata (Di Napoli Alliata)
Cibicides lobatulus (Walker & Jacob)
Criboelphidium decipiens (Costa)
Elphidium complanatum (d'Orb.)
Elphidium incertum (Williamson)
Elphidium macellum (Fichtel & Moll)
Elphidium pauciloculum (Cush.)
Fissurina lucida (Williamson)
Florilus boueanum (d'Orb.)
Florilus sp.
Orthomorphina sp.
Parafissurina sp.
Protelphidium cf. *granosum* (d'Orb.)
Trifarina angulosa (Williamson)

e le specie planctoniche:

Globigerina bulloides d'Orb.
Globigerinella obesa (Bolli)
Globigerinita glutinata (Egger)
Turborotalita quinqueloba (Natland)

I gusci sono sottili, fragili e non sono riempiti da sedimento. Gli esemplari di piccole dimensioni e/o giovanili sono dominanti. Le forme più abbondanti appartengono a *taxa* bentonici di acque basse, della zona infralitorale e di fondali sabbiosi: *Ammonia beccarii*, *A. tepida*, *Protelphidium granosum*, *Cibicides lobatulus*, *Florilus boueanum*. Sono abbastanza comuni anche *taxa* di sedimenti pelitici delle zone infralitorale e circalitorale quali *Brizalina spathulata*, *Bulimina aculeata*, *B. inflata*. Sono presenti esemplari di piccole dimensioni di *taxa* bentonici più profondi (prevalentemente batiali) quali *Trifarina angulosa* e rari esemplari planctonici (*Globigerina bulloides*, *Globigerinella obesa*, *Turborotalita quinqueloba*). Sono inoltre presenti rari frammenti di radioli di echinoidi.

L'associazione a foraminiferi ed i radioli di echinoidi indicano un ambiente marino. I gusci, sottili e fragili, sembrano sicuramente in posto, in quanto non in grado di resistere a trasporto e abrasione. La deposizione sembra avvenuta nella zona infralitorale, in fondali interessati prevalentemente da sedimentazione sabbiosa, con aree più ridotte a sedimentazione pelitica ed apporti da acque più profonde e/o aperte. I *taxa* più profondi e quelli planctonici, rappresentati da esemplari molto piccoli, potrebbero essere stati trasportati da correnti.

La microfauna è costituita quasi totalmente da forme a lunga distribuzione. L'unica forma utile dal punto di vista biostratigrafico sembra essere *Buccella granulata*, specie bentonica attualmente vivente, segnalata a partire dal Pliocene medio (AGIP, 1982). Nella sezione di Castell'Arquato, in cui la specie è stata istituita (Di Napoli Alliata, 1952), Rio *et al.* (1988) ne individuano la presenza nelle zone MPI 4 (Pliocene medio) e MPI 5 (Pliocene superiore).

Unità di San Martino

Campioni Cascina Melona q. 200, San Martino 2, Viarengo S. Paolo.

Residui prevalentemente inorganici. Rarissimi frammenti di gasteropodi, ostracodi e radioli di echinoidi. Solo nelle frazioni fini (63-150 µm) sono presenti rari foraminiferi. Sono state determinate le seguenti specie:

Ammonia tepida (Cush.)
Astrononion stelligerum (d'Orb.)
Bolivina earlandi Parr
Brizalina catanensis (Seguenza)
Elphidium incertum (Williamson)
Elphidium margaritaceum (Cush.)
Nonion depressulum (Walker & Jacob)
Nonionella turgida (Williamson)
Parafissurina sp.
Protelphidium granosum (d'Orb.)
Rosalina globularis d'Orb.

e le specie planctoniche:

Globigerina bulloides d'Orb.
Globigerinoides trilobus (Reuss)
Turborotalita quinqueloba (Natland)
Globigerina sp.

I gusci sono molto ben conservati, vuoti e sottili. *Ammonia tepida* (*taxon* infralitorale e/o salmastro) è relativamente comune, accompagnata da *Elphidium* spp., e *Brizalina catanensis*. Sono presenti anche rari esemplari di foraminiferi planctonici (*Globigerina bulloides*), anche rimaneggiati (*Globigerinoides trilobus*).

La fauna presenta *taxa* di ambiente infralitorale e di acque salmastre (*A. tepida*). Si possono quindi ipotizzare lagune salmastre soggette ad apporti di acque marine a salinità normale, testimoniati dalla presenza di *Globigerina bulloides* e dagli echinoidi.

Unità di Cascina Gherba

Campioni "Viarengo-S.Paolo", "Campia", "Ca' Nuova".

Totalmente sterili per i foraminiferi, rarissimi frammenti di pesci.

Unità di Maretto

Campioni "C. Ciochero", "Ca' Nuova", "Ca' Nuova 2".

Sterili per i foraminiferi. Rarissimi frammenti di ostracodi. Sono presenti aggregati tubulari cavi, costituiti da sedimento sabbioso fine più consolidato, che sembrano interpretabili come concrezioni di origine pedogenetica intorno a radici o steli.

4.5.6 Ostracodi (E. Gliozzi)

In questo paragrafo vengono presentati i risultati di uno studio preliminare sulle ostracofaune dell'area di Villafranca d'Asti. I 20 campioni analizzati sono essenzialmente pelitici e provengono da un'ampia area in cui affiora l'Unità di San Martino [14 campioni dalla Cava R.D.B., 1 campione da Cascina San Martino (Scarassera Arondelli), 1 campione da Viarengo, 1 campione da Madonna di Casale, 1 campione da Cascina Migliarina e 1 campione da Cascina Melona (Roatto)].

La maggior parte di questi campioni è risultata priva di ostracodi, o contenente solo rari frammenti di carapace. Solo dalla Cava R.D.B., da Cascina Migliarina e da Cascina Melona provengono alcuni campioni contenenti ostracofaune analizzabili.

I campioni provenienti dalla Cava R.D.B. sono stati prelevati da cinque livelli: argille grigie di fondo cava (livello 1); argille laminate con piccoli frammenti di legno (livello 2); argille massive grigio chiare (livello 3); argille

bruno-grigie con debole stratificazione (livello 4); limi arrossati al tetto della cava (livello 5).

La classificazione adottata nella presente nota per le famiglie e sottofamiglie è quella di Hartmann & Puri (1974) così come riportata in Henderson (1990).

Superfamiglia Cypridoidea Baird, 1845

Fam. Ilyocyprididae Kaufmann, 1900

Genere *Ilyocypris* Brady & Norman, 1889

Ilyocypris gibba (Ramdohr, 1808)

Materiale:

Cascina Migliarina: 5 mute.

Cava R.D.B.- livello 1: 1 adulto, 8 mute; livello 3: 2 mute; livello 4: 3 adulti, 11 mute.

Dimensioni max.: 0,86 mm VD; 0,90 mm VS.

Distribuzione stratigrafica: la specie è nota a partire dall'Oligocene medio (Lüttig, 1955, Straub, 1952). È stata rinvenuta nel Pliocene dell'ex Unione Sovietica (Sokac, 1978) ed è frequente in tutto il Pleistocene con ampia distribuzione geografica (Europa, Nord America, Nord Africa). In Italia è nota allo stato fossile nel Pleistocene medio superiore della Valle del Liri (Devoto, 1965), nel Pleistocene medio-superiore e superiore della Pianura Pontina (Barbieri *et al.*, 1995) e nell'Olocene della Conca di Rieti (Calderini *et al.*, 1995; Calderoni *et al.*, 1994). Attualmente si rinviene nel Lago Fusaro (Campania), in pozze temporanee (Lazio, Sardegna), in risaie (Toscana) (Ghetti & McKenzie, 1981).

Ecologia: *I. gibba* è caratteristica di acque dolci o, al massimo, oligoaline [salinità 0÷3,5% (Neale, 1988)]. Vive in acque temporanee o permanenti ricche di vegetazione, prive di energia o percorse da correnti. Si rinviene anche in fiumi.

Ilyocypris cf. *gibba* (Ramdohr, 1808)

Materiale:

Cava R.D.B.- livello 1: 1 adulto, 4 mute; livello 3: 4 mute; livello 4: 2 adulti, 4 mute.

Dimensioni max.: 0,90 mm VD; 0,97 mm VS.

Osservazioni: le valve presentano contorno subrettangolare con bordo dorsale rettilineo e bordo ventrale interessato da un seno mediano abbastanza accentuato; la superficie è ornata da numerose foveole, il bordo posteriore è ornato da 7 piccole spine; i solchi dorso-mediani sono abbastanza accentuati; sulla superficie delle valve sono evidenti 5 tuberosità arrotondate disposte in posizione analoga a quelle, più accentuate e spinose, della specie *I. gibba*. Per questo, per le dimensioni analoghe e per il fatto che *I. gibba* presenta spesso modificazioni fenotipiche dipendenti dalle condizioni ambientali si preferisce riferire prudentemente questi esemplari non spinosi alla specie di Ramdohr, in attesa di raccogliere un numero maggiore di esemplari su cui basare le osservazioni.

Fam. Candonidae Kaufmann, 1900

Sottofamiglia Candoninae Kaufmann, 1900

Genere *Candona* Baird, 1854

Candona (Candona) candida Muller, 1785

Materiale:

Cascina Melona: 2 adulti, 5 mute.

Cava R.D.B.- livello 3: 3 adulti, 8 mute.

Dimensioni max.: 0,89 mm VD; 0,90 mm VS.

Distribuzione stratigrafica: la specie è nota dal Pliocene superiore (Mandelstam & Schneider, 1963); è frequente in tutto il Pleistocene ed attualmente ha distribuzione cloartica. In Italia si rinviene allo stato fossile nel Pleistocene inferiore del Bacino di Rieti (Barberi *et al.*, 1995), nel Pleistocene medio superiore della valle del Liri (Devoto, 1965) e nell'Olocene di Lago Lungo (Rieti) (Calderoni *et al.*, 1994). Attualmente è distribuita in laghi e risaie dell'Italia settentrionale e nei laghetti Nord appenninici (Colizza *et al.*, 1987; Ghetti & McKenzie, 1981).

Ecologia: *C. candida* è caratteristica di ambienti di acqua dolce o debolmente salmastra, con acque permanenti o temporanee. Secondo Lüttig (1955) e Diebel & Pietrzeniuk (1990) si tratta di una forma stenoterma fredda, mentre Klie (1938) la ritiene una forma crenofila.

Candona (Candona) neglecta Sars, 1887

Materiale:

Cascina Migliarina: un centinaio di valve sia adulte che giovanili.

Cascina Melona: 5 adulti, 17 mute.

Cascina San Martino: 1 muta.

Cava R.D.B., livello 1: 26 adulti, 122 mute; livello 2: 1 muta; livello 3: 43 adulti, 85 mute; livello 4: 30 adulti, 97 mute.

Dimensioni max: 1,19 mm VD femminile; 1,19 mm VD maschile; 1,20 mm VS femminile; 1,29 mm VS maschile.

Osservazioni: *C. neglecta* rappresenta la specie dominante in tutti i campioni dove è stata riscontrata un'associazione ostracologica. In genere la specie è rappresentata da numerose forme giovanili, riferibili a diversi stadi larvali, e da relativamente poche valve di individui adulti in rapporto tale da fare ritenere che gli esemplari siano autoctoni.

Distribuzione stratigrafica: a parte alcune segnalazioni antiche (Daniano: Hanganu, 1977; Sarmaziano: Mandelstam & Schneider, 1963) la specie è segnalata nel Pliocene dell'ex Unione Sovietica e Bulgaria (Sokac, 1978) e diventa frequente nei terreni pleistocenici europei, nordafricani e nordamericani. In Italia si rinviene allo stato fossile nel Pleistocene inferiore del Bacino di Rieti (Barberi *et al.*, 1995), nel Pleistocene medio inferiore a Torre in Pietra (livelli inferiori) (Molinari Paganelli, 1978) e nella Valle del Liri (Devoto, 1965), nel Pleistocene medio superiore e superiore della Pianura Pontina (Barbieri *et al.*, 1995) e nell'Olocene di Lago Lungo (Rieti) (Calderoni *et al.*, 1994). Attualmente è distribuita in tutta la penisola italiana (Colizza *et al.*, 1987; Ghetti & McKenzie, 1981).

Ecologia: *C. neglecta* vive in acque dolci e salmastre oligo-mesoaline (0÷15%) (Neale, 1988) in acque temporanee o permanenti.

Sottogenere *Pseudocandona* Kaufmann, 1900

Candona (Pseudocandona) sp.

Materiale:

Cascina Melona: 1 muta.

Cava R.D.B., livello 4: 2 mute.

La scarsità del materiale non permette un'attribuzione specifica. L'ornamentazione a fitte foveole circolari delle valve giovanili suggerisce il riferimento al sottogenere *Pseudocandona* (vedi De Dekker, 1979).

Sottofamiglia Cycloocypridinae Kaufmann, 1900

Genere *Cycloocypris* Brady & Norman, 1889

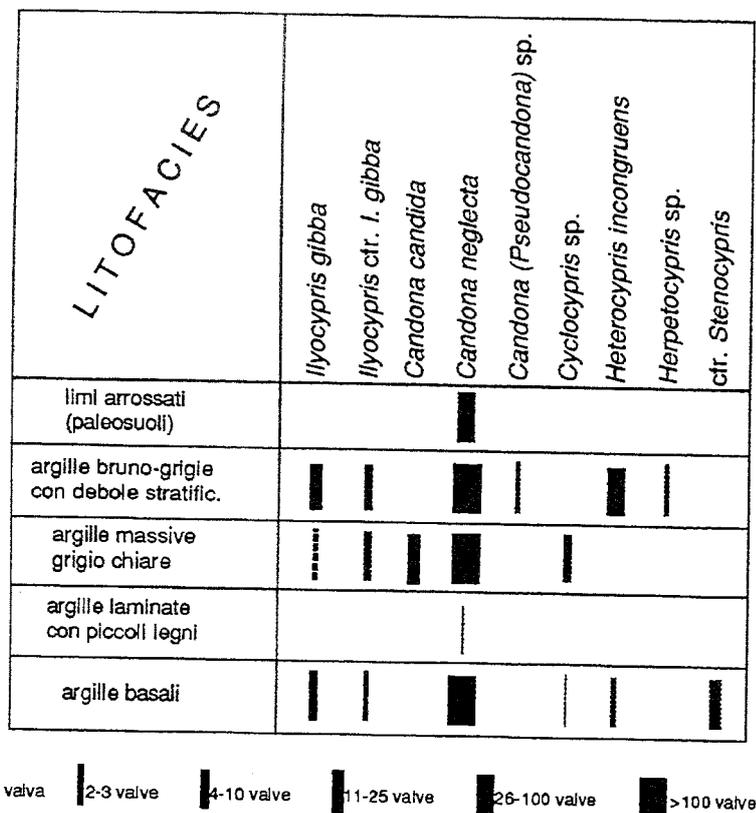


Fig. 55 - Distribuzione e frequenza degli ostracodi nella cava R.D.B. I segmenti tratteggiati indicano la presenza di sole valve giovanili.

R.D.B. quarry: distribution and frequency of Ostracodes. Dashed lines show the presence of only young valves.

Cyclocypris sp.

Materiale:

Cava R.D.B., livello 1: 1 muta; livello 3: 6 mute; livello 4: 7 mute.

La presenza di sole valve giovanili non permette alcun sicuro riferimento specifico.

Fam. Cyprididae Baird, 1845

Sottofamiglia Cyprinotinae Bronstein, 1947

Genere *Heterocypris* Claus, 1892

Heterocypris incongruens (Ramdohr, 1808)

Materiale:

Cava R.D.B., livello 1: 4 mute; livello 4: 5 adulti, 19 mute. Dimensioni max.: 0,91 mm VD; 0,95 mm VS.

Distribuzione stratigrafica: è specie attualmente cosmopolita, fino ad oggi rinvenuta allo stato fossile in Germania (Diebel & Pietrzeniuk, 1978) e Boemia (Absolon, 1973) a partire dal Pleistocene superiore tardiglaciale. In Italia settentrionale, centrale e Sardegna si rinviene in risaie ed acque temporanee (Ghetti & McKenzie, 1981).

Ecologia: cosmopolita, vive in acqua dolce, ma tollera salinità fino al 20%. Si rinviene soprattutto in piccoli stagni effimeri con fondo argilloso, privi di vegetazione acquatica (Meisch, 1987; Anadon *et al.*, 1986).

Sottofamiglia Herpetocypridinae Kaufmann, 1910

Genere *Herpetocypris* Brady & Norman, 1889

Herpetocypris sp.

Materiale:

Cava R.D.B., livello 4: 2 mute.

La presenza di sole rare valve giovanili non permette alcun riferimento specifico.

Genere *Stenocypris* Sars, 1890

cfr. *Stenocypris* sp.

Materiale:

Cava R.D.B., livello 1: 18 mute.

Osservazioni: si tratta di valve di forma allungata caratterizzate da contorno ovaloide con massima altezza della valva in corrispondenza dell'ultimo terzo posteriore, bordo anteriore uniformemente curvo, bordo posteriore arrotondato, angolo postero-dorsale evidente; superficie delle valve liscia, area marginale e vestibolo non molto evidenti in quanto gli esemplari sono tutti giovani. Questi esemplari sono riferiti con prudenza al genere *Stenocypris* per la similitudine delle impronte muscolari anche se non sono visibili i setti radiali anteriori caratteristici della specie (probabilmente perché si tratta di esemplari giovani). Il genere *Stenocypris*, noto allo stato fossile nell'Olocene del Bacino dell'Omo (Africa Orientale) (Carbonel & Peypouquet, 1979) è attualmente distribuito alle basse latitudini, in acque dolci nella fascia circuntropicale (McKenzie, 1971), anche

se Ghetti & McKenzie (1981) segnalano attualmente la presenza di *Stenocypris fontinalis* e *Stenocypris major* in risaie in Lombardia, Veneto, Emilia e Sardegna, come specie "ospiti". Forse risultano riferibili a *Stenocypris* sp. anche alcune valve rinvenute nel Bacino del Fucino, in depositi sicuramente più antichi del Pleistocene medio.

Considerazioni paleoecologiche

Le ostracofaune rappresentate a Cascina Melona (Roatto) e di Cascina Migliarina sono oligotipiche, caratterizzate dalla presenza di *Candona neglecta* autoctona, dominante, e, subordinatamente, da scarse valve di *Ilyocypris gibba* (Cascina Migliarina) e di *Candona candida* e *Candona (Pseudocandona) sp.* (Cascina Melona). In entrambi i casi l'ambiente doveva essere piuttosto instabile (oligotipia con netta dominanza di una specie sulle altre).

La campionatura preliminare della potente successione pelitico-sabbiosa affiorante alla cava R.D.B. permette solo alcune considerazioni paleoecologiche a grande scala (Fig. 55). Uno studio più approfondito, basato su una fitta campionatura, è in corso di svolgimento (Gliozzi, in prep.).

L'ambiente dominante doveva essere caratterizzato da acque dolci, permanenti o temporanee probabilmente di piana di esondazione fluviale (*Candona neglecta*) con

Tabella 10 - Localizzazione dei campioni argillosi.
Location of clay samples.

n°	Località di prelievo	Complesso	Unità
1	200 m a E di Cascina Gianotti	Superiore	Maretto
2	Rio Stanavasso	Inferiore	San Martino
3	300 m a E di Cascina Cuneo	Superiore	Maretto
4	600 m a SE del Cimitero di Dusino	Superiore	Maretto
5	Cascina Bello	Inferiore	San Martino
6	200 m a S di S. Andrea	Superiore	Maretto
7	Cava Arboschic	Inferiore	San Martino
8	600 m a E di Cascina Pelvei	Inferiore	San Martino
9	300 m a S di Valfenera	Inferiore	San Martino
10	Cascina S. Martino 1,5 m dal p. c.	Inferiore	San Martino
11	Cascina S. Martino p.c.	Inferiore	San Martino
12	Bric Grosso	Superiore	Maretto
13	150 m a S di Valfenera	Superiore	Maretto
14	S. Anna	Superiore	Maretto
15	400 m a E di Cascina Montearadore	Superiore	Maretto
16	200 m a SW di Serra di Balla	Superiore	Maretto
18	300 m a S di Cascina Nuova	Inferiore	San Martino
19	300 m a W di Officina Meccanica	Inferiore	San Martino
20	Grangia (fuori carta)	Inferiore	San Martino
21	400 m a SE di Maretto	Inferiore	San Martino
22	100 m a NE di Peso	Inferiore	San Martino
23	800 m a E di Cascina Gianotti	Inferiore	San Martino
24	300 m a SE di Maretto	Superiore	Maretto
25	Cascina del Re	Superiore	Maretto
26	Fontana Renenta (fuori carta)	Inferiore	San Martino
27	500 m a S di Valfenera	Inferiore	San Martino
28	300 m a N di Cascina del Re	Superiore	Maretto

presenza di deboli correnti (*Ilyocypris*). Ad un momento di relativa stabilità ambientale, testimoniato nelle argille basali da una ostracofauna abbastanza diversificata, fa seguito un intervallo in cui si verifica la sparizione quasi totale degli ostracodi [condizioni anossiche successive

alla deposizione della lignite? originario ambiente troppo acido per permettere lo sviluppo degli ostracodi? ambiente *post-mortem* troppo acido per permettere la fossilizzazione? (Whatley, 1988)]; con le argille massive grigio-chiare si ristabilisce l'ambiente precedente, che perdura anche durante la deposizione delle argille grigio-brune con debole stratificazione. Nella parte alta la fauna ritorna monotipica: i livelli limosi arrossati mostrano la presenza, abbondante, della sola specie *Candona neglecta*, forse sopravvissuta in piccole pozze umide saltuarie nel corso dell'emersione e della pedogenizzazione di questi livelli.

Da rimarcare, all'interno dell'associazione delle argille basali, la presenza di cfr. *Stenocypris*, genere attualmente distribuito nella fascia circumtropicale ed indice di temperature delle acque sicuramente più elevate di quelle attuali.

4.6 Mineralogia e petrografia dei sedimenti (M. Angela-Franchini, P. Boano, R. Compagnoni & M.G. Forno)

Per caratterizzare meglio i sedimenti della successione villafranchiana si è proceduto anche al loro studio mineralogico-petrografico.

I minerali delle argille

I sedimenti che costituiscono la successione villafranchiana dell'area-tipo furono già analizzati per quanto riguarda i minerali argillosi negli anni '70 (*Francavilla *et al.*, 1969; *Francavilla *et al.*, 1970; *Francavilla & Tomadin, 1970). Questi Autori eseguirono analisi diffrattometriche ai raggi X di preparati orientati relativi a campioni provenienti da affioramenti significativi: il fronte di cava della Fornace R.D.B., il fronte della Cava Crotino, quello di Cava Arondelli e quello di Cava Cantarana. I minerali argillosi risultarono in prevalenza illiti e montmorilloniti con subor-

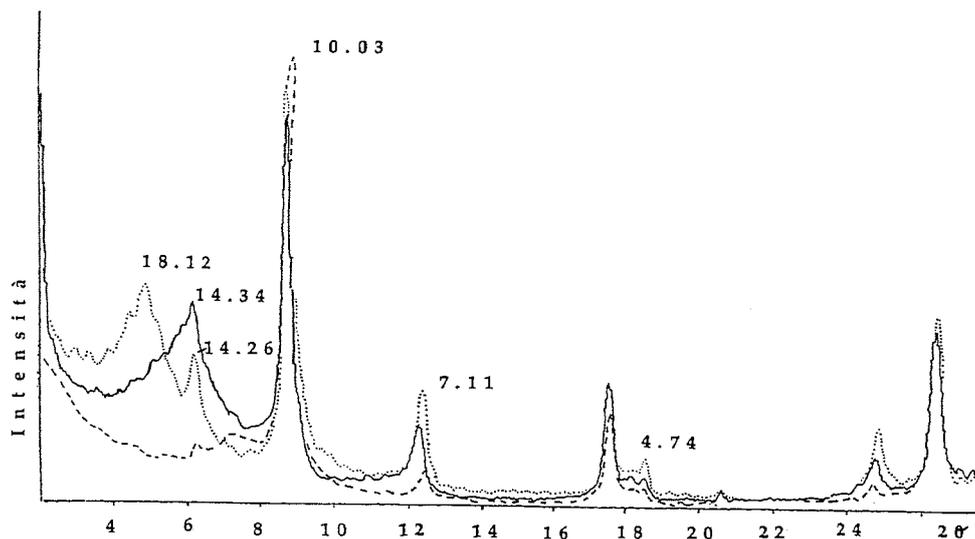


Fig. 56 - Spettri di polveri dell'argilla del campione n° 21 (Complesso Inferiore). Legenda: Linea continua = campione t.q. (a); linea punteggiata = campione trattato con glicole etilenico (b); linea tratteggiata = campione riscaldato a 550° C (c). Per la spiegazione, vedi testo.

Powder diffraction spectrum of clay sample 21 (Lower Complex). Legend: Solid line = untreated sample (a); dotted line = ethylene glycol treated sample (b); dashed line = 550°C-heated sample (c). For explanation, see text.

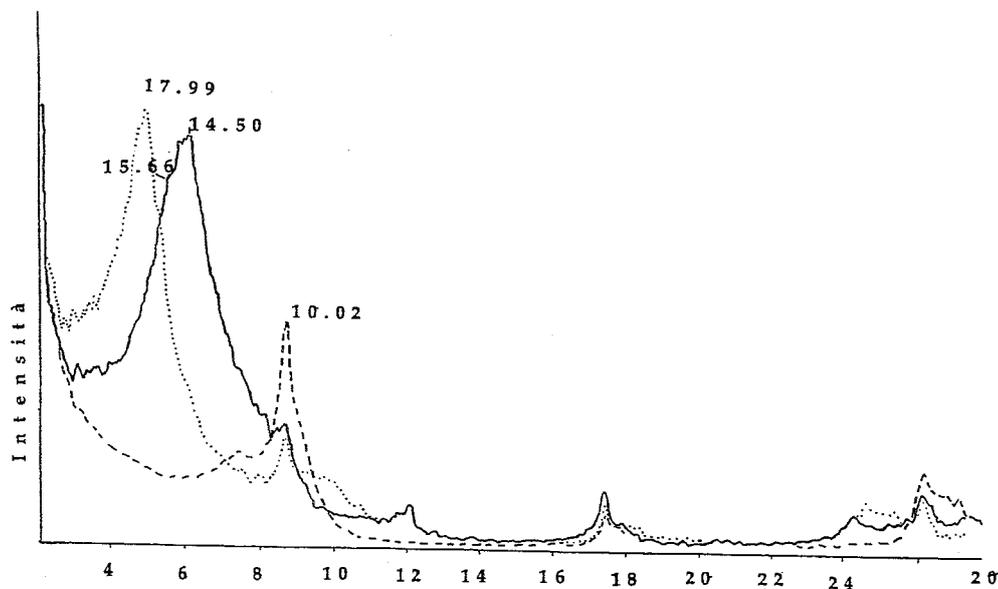


Fig. 57 - Spettri di polveri dell'argilla del campione n° 28 (Complesso Superiore). Stessi simboli della Fig. 56. Per la spiegazione vedi testo.

Powder diffraction spectra of clay sample 28 (Upper Complex). Same symbols as in Fig. 56. For explanation, see text.

tuenti, in base all'altezza relativa dei picchi.

Nei sedimenti del *Complesso Inferiore* l'argilla è risultata costituita da illite predominante con subordinata

caolinita e clorite (cfr. §3.2).

Questi dati si riferiscono in parte a sedimenti dell'Unità di San Martino affioranti in fronti di cava tuttora osservabili e in parte affioranti in altri due fronti di cava oggi non più esposti, ma verosimilmente attribuibili alla stessa unità (28). Non risulta quindi che siano stati studiati sedimenti riferibili al Complesso Superiore, quale definito nel corso del presente lavoro di revisione.

In questo contributo sono esaminati, invece, campioni provenienti dalle diverse unità individuate durante il rilevamento geologico dell'area-tipo (cfr. Tav. 1): sono stati analizzati 15 campioni riferibili al Complesso Inferiore e 12 riferibili al Complesso Superiore (Tab. 10). Si è posta particolare attenzione a effettuare una campionatura omogenea, prelevando campioni distribuiti nell'intera area-tipo e in corrispondenza ai diversi livelli della successione stratigrafica. Nella scelta dei campioni si è curato che non mostrassero tracce di pedogenesi.

In particolare un campione è stato prelevato in corrispondenza ad una sottile intercalazione siltoso-argillosa dell'Unità di Ferrere, 14 campioni provengono da livelli siltosi raccolti a diverse quote entro l'Unità di San Martino e 12 campioni da livelli siltoso-argillosi riferibili all'Unità di Maretto (cfr. § 4.3.2).

La frazione argillosa (< 2 µm) è stata separata da tutti i campioni secondo i metodi classici; i campioni sono stati analizzati in diffrattometria RX (XRD - diffrattometro Siemens Kristalloflex D5000, radiazione CuKα). I diffrattogrammi sono stati ottenuti da campioni orientati: a) di argilla non trattata; b) di argilla saturata con glicole etilenico per 24h a 100° C; c) di argilla riscaldata a 500° C per due ore. Il loro studio ha condotto da un lato alla determinazione della composizione mineralogica qualitativa della frazione argillosa, dall'altro alla valutazione semi-quantitativa dei costi-

nata smectite, per lo più ad elevata carica superficiale; in quasi tutti i campioni sono inoltre risultate piccole quantità di clorite e, solo sporadicamente, tracce di caolinite. La Figura 56 riproduce i tre spettri di uno stesso campione (n° 21) del Complesso Inferiore — Unità di San Martino — ottenuti rispettivamente con materiale non trattato (a), glicolato (b) e riscaldato a 500° C (c). Nella traccia del campione non trattato sono ben evidenti alcuni picchi basali (001) caratteristici di: clorite e smectite (circa 14 Å) e di illite (10 Å); sono inoltre riconoscibili il riflesso (003) della clorite (4,74 Å) e altri riflessi di ordine superiore delle stesse fasi. Nel diffrattogramma del campione glicolato (b) si nota che il riflesso a circa 14 Å si è sdoppiato in un riflesso a circa 18 Å (indicatore della componente smectitica espansa) e in un picco persistente a 14 Å, ma di altezza ridotta (riferibile ad un modesto contenuto di clorite). Nello spettro del campione riscaldato (c) è molto alto solo il riflesso a 10 Å, dovuto alla presenza di illite con il contributo della smectite, che si è contratta; permangono modesti picchi a 14,20, 7,11 e 4,74 Å corrispondenti ai riflessi (001), (002) e (003) della clorite.

Nell'argilla del *Complesso Superiore*, qualitativamente molto simile, il contenuto di smectite è invece decisamente più elevato rispetto a quello dell'illite, mentre la clorite è quasi sempre assente. Questo dato è documentato dalla Figura 57, relativa ai tre spettri ottenuti dallo stesso campione (n° 28): nel diffrattogramma del campione non trattato (a) si riscontra un picco multiplo molto intenso compreso tra 14,50 e 15,70 Å, caratteristico dei riflessi basali (001) della smectite, e un picco meno intenso a circa 10 Å corrispondente alla (001) dell'illite; dopo la glicolazione (b) la smectite si è espansa a circa 18 Å, mentre resta immutata la posizione della linea a 10 Å dell'illite; l'intensità di questo picco aumenta notevolmente dopo il riscaldamento (c) per il contributo della smectite che si è contratta.

Dall'esame dei dati diffrattometrici si possono trarre le seguenti considerazioni:

1) La composizione della frazione argillosa dei due

(28) Attualmente (Tav. 1) sono osservabili solo il fronte della Cava R.D.B. e un piccolo affioramento a ridosso di Cascina Arondelli (Cascina Damasias), mentre i restanti due fronti sono stati completamente obliterati.

Tabella 11 - Localizzazione dei campioni sabbiosi.
Location of sand samples.

n°	Località di prelievo	Complesso	Unità
1	Campia Superiore	Superiore	Gherba
2	Cava Arboschio	Inferiore	Ferrere
3	Cascina Bergandina	Superiore	Gherba
4	Cascina Girola	Superiore	Gherba
5	Cascina Mottura	Inferiore	Ferrere
6	200 m a S di S. Andrea	Superiore	Maretto
7	Scannagatti	Superiore	Gherba
8	1 km a SE di Cascina Gonetti	Inferiore	Ferrere
9	Cascina Pessina	Inferiore	Ferrere
10	Cascina Pigella	Inferiore	Ferrere
11	Rio di Dusino	Inferiore	Ferrere
12	Cascina Viarengo	Superiore	Gherba
13	Madonna di Casale	Superiore	Gherba
14	Cascina Venturello	Superiore	Gherba
15	Cascina Nuova	Superiore	Gherba
16	200 m a W di Cascina Guzzanti	Superiore	Gherba
17	San Grato	Inferiore	Ferrere
18	Fontana Renenta	Superiore	Gherba
19	100 m a E di Cascina Sussambrina	Superiore	Gherba
20	Bric Castiglione	Inferiore	Ferrere
21	Rio Cuneo	Superiore	Gherba

complessi, pur risultando simile sotto il profilo qualitativo, differisce invece per i rapporti quantitativi: in quello inferiore domina l'illite, in quello superiore la smectite.

2) All'interno di ciascun complesso la mineralogia delle argille risulta pressoché invariata, indipendentemente dalla distribuzione areale e verticale del campione esaminato.

In un sedimento la composizione mineralogica della frazione argillosa è fortemente influenzata sia dalla natura dei sedimenti da cui si è originata, sia dalle condizioni chimico-fisiche esistenti durante il processo genetico. Poiché nella situazione esaminata ogni complesso risulta costituito da più episodi deposizionali, l'omogeneità nella composizione mineralogica della frazione argillosa, nell'ambito di ciascun complesso, indica che le condizioni ambientali sono rimaste pressoché costanti durante la formazione di ognuno di questi.

Prendendo in considerazione il diverso rapporto quantitativo dei componenti della frazione argillosa nei due complessi, la predominanza di illite nei livelli argillosi del Complesso Inferiore indica una modesta alterazione, mentre la prevalenza di smectite nel Complesso Superiore indica una alterazione decisamente maggiore. Questo potrebbe dipendere dal fatto che le argille dei due complessi provengono da bacini differenti, oppure che il Complesso Superiore rappresenta il prodotto della ri-elaborazione (erosione, trasporto, risedimentazione) di parte del Complesso Inferiore. In alternativa, i caratteri dei minerali argillosi dei due complessi potrebbero essere legati al cambiamento di alcuni parametri chimico-fisici del bacino di sedimentazione quale ad esempio la variazione del pH. A questo proposito è interessante notare che nel Complesso Inferiore, che appare meno alterato, sono presenti intercalazioni di lignite indicativa di condizioni riducenti.

Petrografia delle sabbie

I sedimenti sabbiosi costituenti la successione villafranchiana non sono mai stati studiati in precedenza dal punto di vista petrografico. Nel presente contributo sono stati esaminati in via preliminare campioni sabbiosi provenienti dalle diverse unità individuate durante il rilevamento geologico dell'area-tipo. In particolare, sono stati analizzati 8 campioni riferibili al Complesso Inferiore e 13 riferibili al Complesso Superiore: la localizzazione dei campioni e la relativa posizione stratigrafica sono indicati in Tabella 11.

Come per lo studio delle argille, i campioni sono stati raccolti in modo da risultare rappresentativi della distribuzione areale e verticale delle diverse unità.

I campioni riferibili al Complesso Inferiore appaiono omogenei e risultano costituiti (Fig. 58) in netta prevalenza da quarzo, mica bianca, feldspato potassico, carbonati, plagioclasio e da subordinati minerali opachi. Alcuni cristalli di quarzo presentano caratteristiche inclusioni fluide di dimensioni rilevanti, con fase gassosa. Alcuni campioni, oltre ai costituenti sopra elencati, presentano, singolarmente o in associazione, modeste quantità di: epidoti, biotite, zircone, granato, rutilo e spinello rosso bruno.

I campioni del Complesso Superiore sono invece più eterogenei (Fig. 59) e possono essere suddivisi in due gruppi (gruppo 1 e 2). Il gruppo 1 include campioni (1, 6, 7, 12, 13, 15, 16, 21) molto simili a quelli del Complesso Inferiore: le uniche differenze significative riguardano la minor quantità di feldspato potassico e di plagioclasio e la relativa abbondanza di prodotti limonitici, che spesso rendono difficile lo studio microscopico del materiale non trattato; il gruppo 2 (campioni 3, 4, 14, 18, 19) è invece caratterizzato da maggiore quantità di biotite (spesso alterata in clorite con sagenite), di glaucofane e di epidoto. È da sottolineare che i campioni del gruppo 1 sono localizzati nei Settori Centrale e Meridionale.

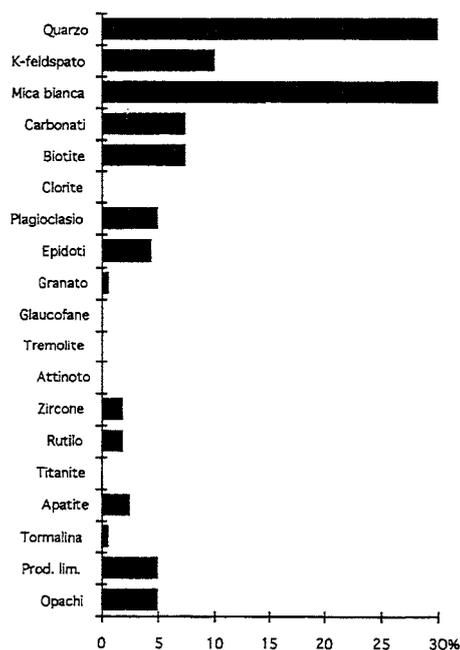


Fig. 58 - Costituenti mineralogici principali del Complesso Inferiore.
Main mineralogical components of the Lower Complex.

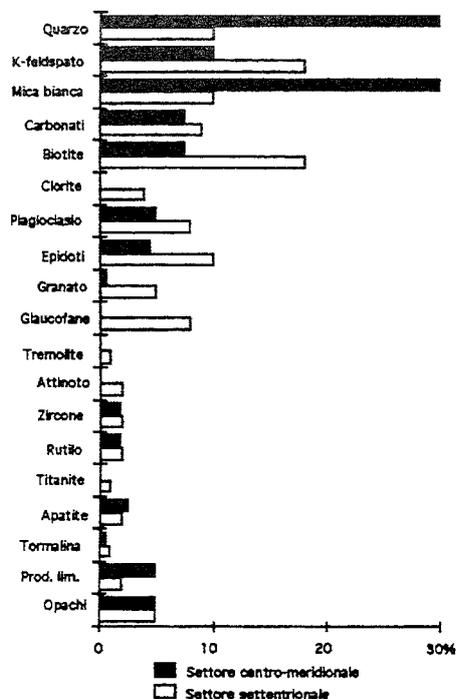


Fig. 59 - Costituenti mineralogici principali del Complesso Superiore.
Main mineralogical components of the Upper Complex.

nale dell'area-tipo, mentre quelli del gruppo 2 sono stati prelevati nel Settore Settentrionale.

La natura dei clasti individuati consente di trarre alcune considerazioni circa il bacino di provenienza dei sedimenti presi in esame. In particolare quarzo, feldspato potassico, plagioclasio albitico, rutilo *p.p.*, biotite, clorite *p.p.*, mica bianca, zircone e orneblenda bruna potrebbero derivare da rocce di tipo granitoid-gneissico del tipo di quelle che costituiscono in affioramento il Massiccio dell'Argentiera. Invece epidoto, granato, clinopiroseno (onfacite?), glaucofane, tremolite-attinolite, clorite *p.p.*, rutilo *p.p.* potrebbero derivare da ofioliti (curioso il fatto che non si sia trovato serpentino) con metamorfismo di alta pressione, verosimilmente provenienti dalla parte interna della Zona Pennidica.

I minerali rappresentativi di rocce granitoidi sono particolarmente abbondanti nei campioni del Complesso Inferiore e del gruppo 1 del Complesso Superiore; i minerali indicativi di crosta oceanica paiono acquisire maggiore importanza nei campioni del gruppo 2 del Complesso Superiore.

Questi dati preliminari, se confermati da uno studio più particolareggiato, potrebbero indicare la presenza durante la deposizione dei sedimenti del Complesso Superiore di due differenti bacini di alimentazione relativi al Settore Settentrionale da un lato e ai Settori Centrale e Meridionale dall'altro. Questa circostanza presenta forti analogie con quanto riscontrato nello studio mineralogico-petrografico dei limi dei Depositi Fluviali Terrazzati Post-villafranchiani, per i quali i due bacini di alimentazione sono stati individuati in quello del Paleotanaro, per quel che riguarda il primo gruppo, e del Paleopo per il secondo (cfr. Forno, 1982; Carraro & Valpreda, 1991; Compagnoni & Forno, 1992). Il fatto indurrebbe a ritenere il Complesso

Superiore più affine, e quindi più vicino in termini cronologici, appunto ai Depositi Fluviali Terrazzati piuttosto che al Complesso Inferiore, ipotesi questa che appare in accordo con le età attribuite ai tre diversi termini stratigrafici.

In conclusione, confrontando i dati ricavati dallo studio mineralogico delle argille nei due complessi con quelli risultanti dall'esame petrografico delle sabbie, sembra possibile considerare le differenze riscontrate nel primo caso essenzialmente come conseguenza delle condizioni di alterazione dei sedimenti e quelle rilevate nel secondo caso come corrispondenti alla differente composizione petrografica primaria dei sedimenti.

4.7 Magnetostratigrafia (D. Bormioli & R. Lanza)

Gli unici dati di paleomagnetismo relativi alla successione-tipo del Villafranchiano sono quelli del lavoro di *Lindsay *et al.* (1980), che hanno un carattere del tutto preliminare. Il lavoro si riferisce ad uno spezzone di 13 m della successione affiorante nel 1979 sul fronte della cava della fornace R.D.B., lungo il quale furono campionati cinque livelli (cfr. Fig. 60). Dopo smagnetizzazione, i livelli 1, 2, 3, 5 (a partire dalla base della sezione) risultarono a polarità inversa, il livello 4 a polarità normale. In base ai dati paleontologici, gli Autori posero la sezione nella parte centrale del *chron* Gauss e interpretarono la successione cronologica delle polarità come: evento Mammoth, zona normale, evento Kaena.

Nell'ambito della revisione del Villafranchiano nell'area-tipo, nel periodo compreso tra luglio 1994 e giugno 1995, cioè successivamente al convegno nel quale è stata presentata la parte maggiore dei risultati della revisione, è stata eseguita una indagine magnetostratigrafica di dettaglio sulla sezione della cava della fornace R.D.B. La sezione esposta in quel periodo consentiva di campionare, praticamente in tutta la sua estensione, il

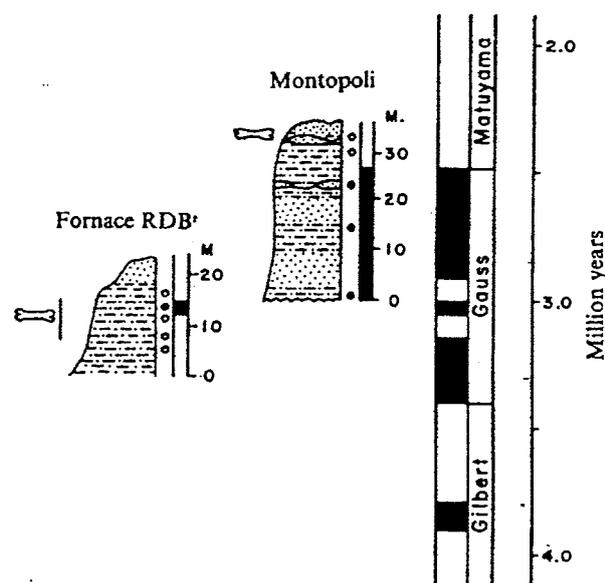


Fig. 60 - Zonazione magnetostratigrafica di un segmento della successione affiorante alla cava R.D.B. (da Lindsay *et al.*, 1980).
Magnetostratigraphic zonation of a portion of the sequence cropping out at the R.D.B. quarry (after Lindsay *et al.*, 1980).

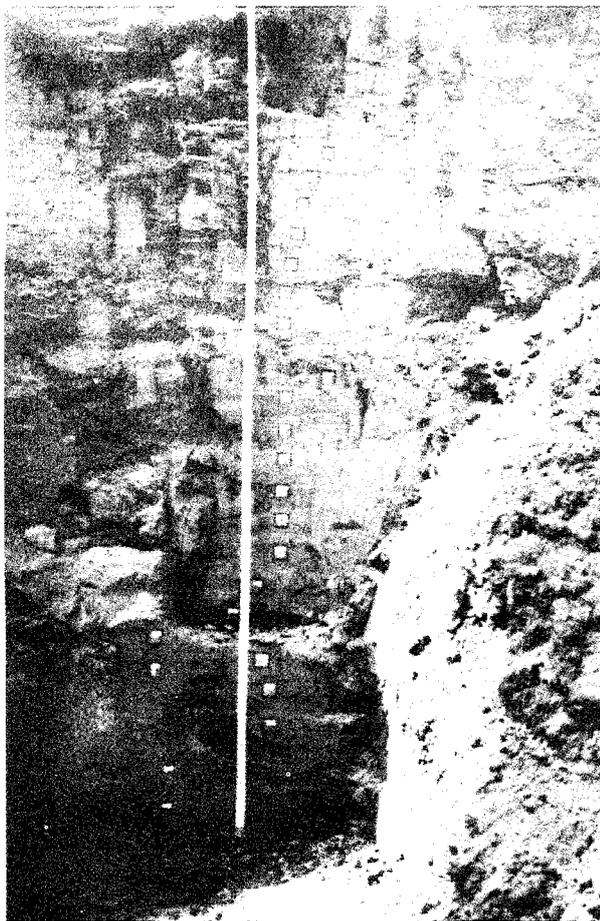


Fig. 61 - Tecnica di campionatura lungo la sezione della cava della fornace R.D.B.

Sampling technique along the section of the R.D.B. brickyard quarry.

Complesso Inferiore. Non è stato invece possibile affrontare lo studio sotto il profilo paleomagnetico del Complesso Superiore, a causa della più volte ricordata estrema scarsità e discontinuità di affioramenti.

Le rocce studiate sono sedimenti siltosi, siltoso-argillosi e sabbiosi in ripetute alternanze di potenza da metrica a centimetrica (cfr. §4.3.2). Il prelievo sistematico di campioni a mano o tramite carotiere non è possibile a causa della scarsa coesione del sedimento; i campioni (dimensione 2x2x2 cm) sono quindi stati prelevati utilizzando le apposite scatole in materiale plastico commercializzate dalla ASC (Fig. 61). Operando con le opportune precauzioni è possibile prelevare campioni indisturbati, che vengono successivamente misurati lasciandoli all'interno delle scatole stesse. La presenza di livelli sabbiosi totalmente incoerenti e di alcuni livelli con abbondanti concrezioni carbonatiche di notevole durezza, ha impedito di raccogliere i campioni in maniera continua su tutta la sezione. Sono stati prelevati in media 14 provini per metro, per un totale di 230 provini su una potenza complessiva di 16,1 m: la quota 0 di questa successione è la stessa della successione descritta nella sezione "Sedimentologia", relativa all'Unità di San Martino, contenuta nel §4.3.2.

Poiché non è possibile eseguire le smagnetizzazioni

termiche su provini contenuti in scatole di plastica, dai livelli più consistenti sono stati raccolti anche una decina di campioni a mano, dai quali, dopo averli consolidati, sono stati segati provini cilindrici *standard* ($\phi = 25$ mm, $h = 23$ mm).

La suscettività magnetica di tutti i provini è stata misurata con un *k-bridge* KLY-2 (AGICO, Brno) e presenta valori compresi nell'intervallo $30 < k < 200 \times 10^{-6}$ unità SI. La parte inferiore della sezione (0,0-7,8 m) presenta valori dell'ordine di $90-100 \times 10^{-6}$ SI, sistematicamente più elevati di quelli caratteristici della parte superiore (7,8-16,1 m), che sono dell'ordine di $60-70 \times 10^{-6}$ SI.

Le misure relative alla magnetizzazione rimanente isoterma (IRM) sono state eseguite su una quindicina di provini, più o meno equidistanziati lungo la sezione. Si è utilizzato un magnete ad impulsi Bussi, con campo massimo di 1,5 T. Anche in questo caso le caratteristiche dell'IRM variano in funzione della posizione stratigrafica. Nella parte inferiore (0,0-6,0 m) la saturazione magnetica si raggiunge in genere per valori di campo dell'ordine di 0,1-0,3 T e la forza coercitiva della rimanente è compresa nell'intervallo 70-110 mT. Nella parte superiore (7,8-16,1 m) il campo massimo di 1,5 T non è sufficiente a raggiungere la saturazione; i valori di forza coercitiva della rimanente sono superiori a 200 mT, e raggiungono in qualche caso 500 mT. Queste due parti della sezione sono separate da una zona (6,0-7,8 m) che presenta proprietà intermedie.

Le caratteristiche della IRM in funzione della temperatura sono state studiate con il metodo di Lowrie (1990). Sono stati utilizzati i provini cilindrici, magnetizzati prima in direzione dell'asse x ($B = 1,5$ T), poi in quelle dell'asse y ($B = 0,5$ T) e dell'asse z ($B = 0,1$ T). La smagnetizzazione termica (Fig. 62) ha messo in evidenza che la componente ad alta coercitività diminuisce molto lentamente e viene rimossa a temperature dell'ordine di 630-670°C. Lo stesso andamento è caratteristico delle componenti a media e bassa coercitività nella parte superiore della sezione, mentre in quella inferiore esse sono quasi completamente rimosse entro 400°C.

L'insieme di questi risultati dimostra che l'ematite, caratterizzata da alta coercitività e punto di Curie dell'ordine di 670°C, è il più importante minerale ferromagnetico, presente lungo tutta la sezione. Nella parte inferiore, la magnetizzazione a bassa coercitività e punto di Curie compreso tra 300 e 400°C indica la presenza di solfuri di Fe (pirrotina). La presenza di pirrotina giustifica anche i valori di suscettività più elevati.

In conclusione, dal punto di vista della mineralogia magnetica la sezione della cava della fornace R.D.B. può essere suddivisa in tre settori: inferiore (0,0-6,0 m), medio (6,0-7,8 m), superiore (7,8-16,1 m), che saranno in seguito indicati con le sigle SI, SM, SS. L'associazione ematite+pirrotina caratterizza il settore SI; nel settore SM si ha la graduale sparizione della pirrotina e in quello SS si ritrova la sola ematite. Si può osservare che il colore dei sedimenti è grigiastro nei settori SI e SM e, con una zona di passaggio di soli 20-30 cm, diviene giallastro-rossiccio nel settore SS.

La magnetizzazione rimanente naturale (NRM) è stata misurata con un magnetometro *spinner* JR-5 (AGICO, Brno). L'intensità è dell'ordine di $10^{-3}-10^{-4}$ A/m; le direzioni presentano una dispersione modesta: tra 0,0 e 12,0 m circa, la declinazione è prevalentemente verso Sud con incli-

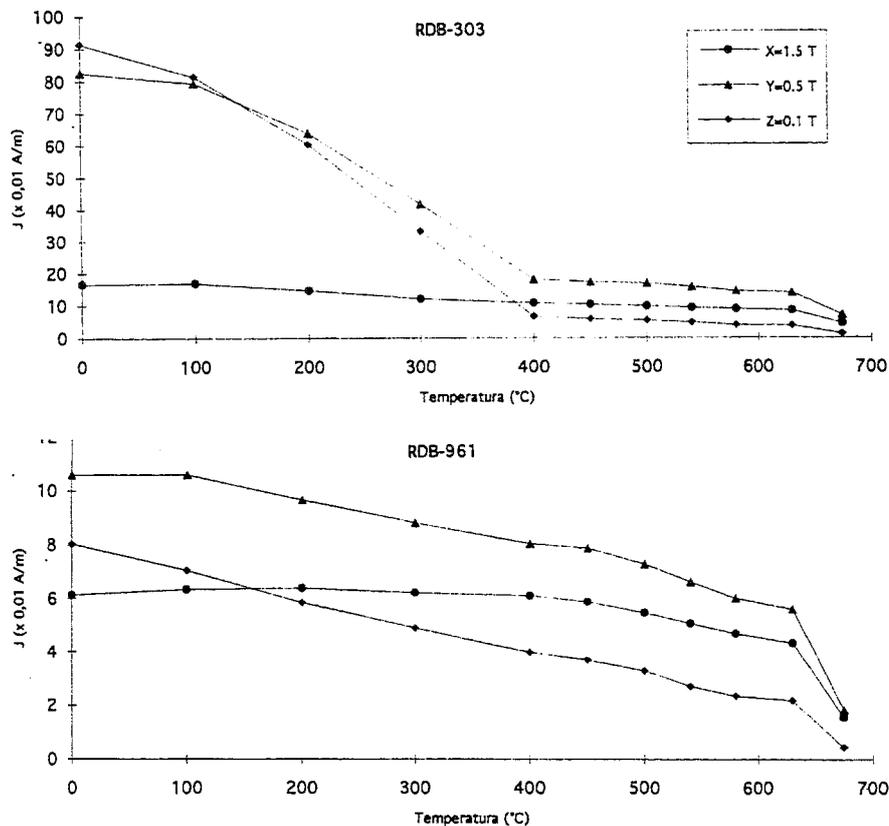


Fig. 62 - Smagnetizzazione termica delle componenti di IRM ad alta, media e bassa coercività. Il provino RDB-961 presenta il comportamento tipico del settore SS; il provino RDB-303 quello del settore SI.

Thermal demagnetization of the high- (dots), intermediate- (triangles) and low-coercivity (squares) IRM components. Curves RDB-303 are typical for the SI sector (lower part of the section); the RDB-961 curves for the SS sector (higher part).

lenti a quelli della termica. Di conseguenza, tutti i provini sono stati smagnetizzati a 4-7 gradini per campi compresi nell'intervallo 15-50 mT. La direzione di magnetizzazione rimanente caratteristica (ChRM) è stata ricavata per interpolazione.

Circa il 90% dei provini raccolti nel settore SS ha fornito una direzione stabile; questa percentuale si riduce al 50-60% nel settore SI. In alcuni casi non è stato possibile determinare con precisione la direzione di ChRM, ma l'indicazione di polarità, normale o inversa, è affidabile; in altri casi la direzione variava in maniera erratica e non si è ottenuta alcuna informazione.

La Figura 64 riporta: 1) sezione stratigrafica sempli-

nazione negativa; al di sopra di 12,0 m circa la declinazione è verso Nord e l'inclinazione positiva. Le prove di smagnetizzazione termica mettono in evidenza deboli componenti di magnetizzazione viscosa, facilmente rimosse entro i 200°C. A temperature superiori, nel settore SS la magnetizzazione non presenta più variazioni sostanziali, nè in modulo nè in direzione (Fig. 63), mantenendosi stabile fino a valori dell'ordine del punto di Curie dell'ematite (670°C). Nel settore SI, invece, la direzione di magnetizzazione presenta spesso variazioni erratiche e la NRM può essere completamente rimossa entro 400-500°C.

I risultati della smagnetizzazione in campi alternati sono simili (Fig. 63). Le componenti secondarie meno stabili sono rimosse entro i 10 mT, il campo distruttivo medio è nell'intervallo 20-60 mT e, soprattutto nel settore SS, il campo massimo di smagnetizzazione - pari a 0,3 T - non è sufficiente a rimuovere completamente la NRM dell'ematite. Il confronto tra i risultati dei due metodi (Fig. 63) mostra che la smagnetizzazione in campi alternati, se pur non è in grado di rimuovere tutta la NRM, fornisce risultati del tutto equiva-

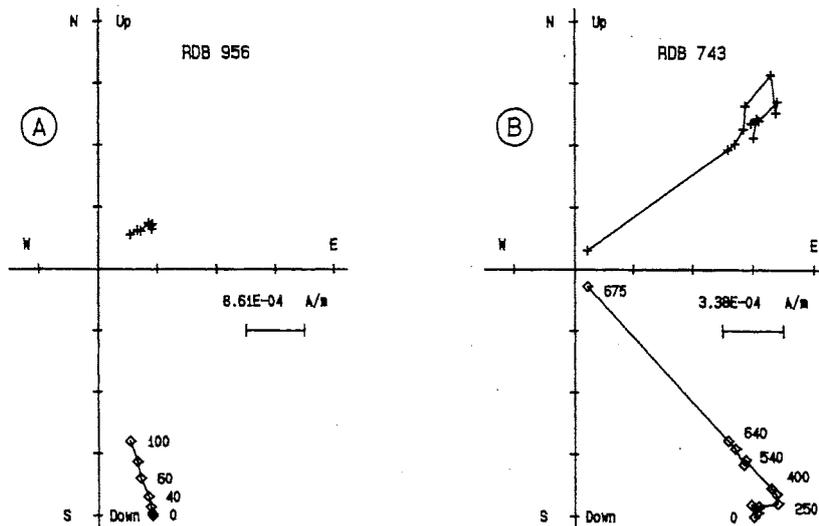


Fig. 63 - Diagrammi di Zijderveld per le smagnetizzazioni in campi alternati (A) e termica (B). Simboli: quadrati = declinazione; crocette = inclinazione apparente.

Zijderveld diagrams for alternate field (A) and thermal (B) demagnetization. Symbols: squares = declination; crosses = apparent inclination; figures = peak-field (mT) or temperature (°C) value.

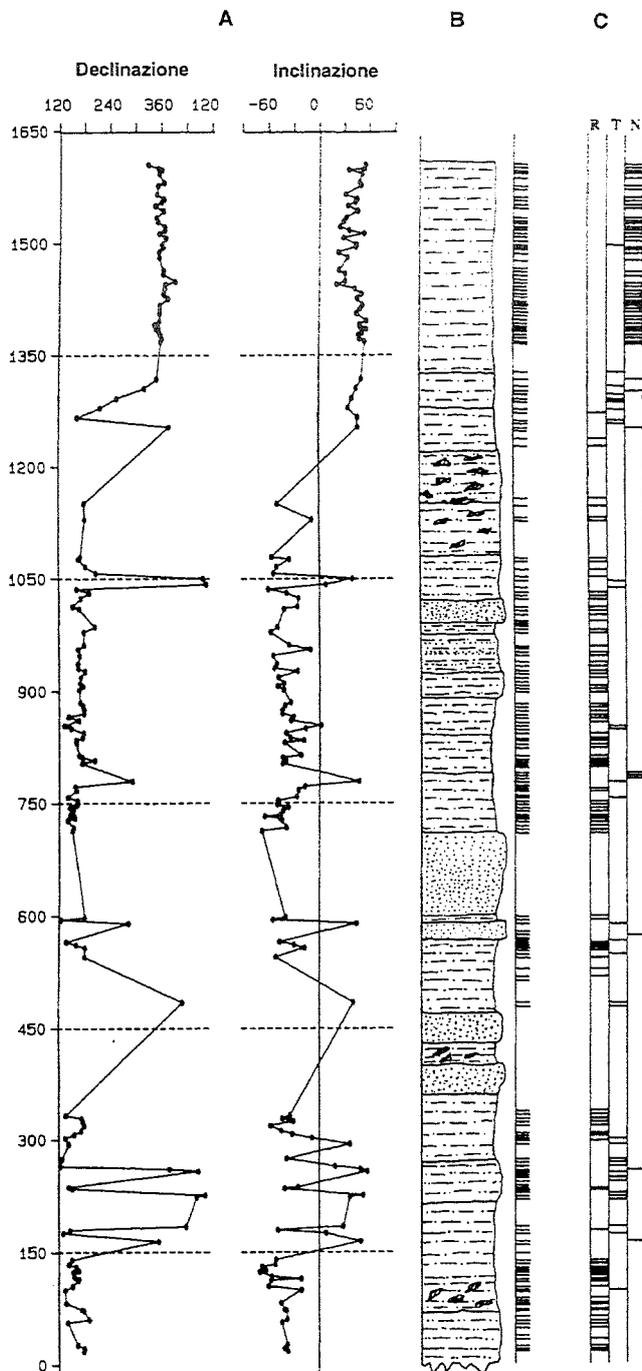


Fig. 64 - Stratigrafia magnetica della sezione della cava della fornace R.D.B. Colonne: A = declinazione e inclinazione della ChRM. B = sezione stratigrafica semplificata e ubicazione dei provini; C = polarità della ChRM (N = normale; T = transizionale; R = inversa);

Magnetic stratigraphy of the section of the R.D.B. brickyard quarry. Columns: A = ChRM declination and inclination; B = simplified stratigraphical section and position of the samples; C = ChRM polarity [N = normal (latitude of the corresponding VGP $\phi > 45^\circ N$), T = transitional ($45^\circ N > \phi < 45^\circ S$), R = reverse ($\phi > (45^\circ S)$)].

ficata; 2) posizione dei singoli provini; 3) declinazione e inclinazione della ChRM; 4) polarità della ChRM, definita in base alla latitudine ϕ del corrispondente polo geomagnetico virtuale (VGP): $\phi > 45^\circ$ Nord = normale; 45° Nord $> \phi <$

45° Sud = transizionale; $\phi > 45^\circ$ Sud = inversa.

A partire dalla base della sezione, si osserva una zona a prevalente polarità inversa (0,0-12,0 m), interrotta da un intervallo transizionale (1,5-3,0 m), una zona di transizione (12,0-13,5 m) e una zona a polarità normale (13,5-16,1 m).

Lo studio paleomagnetico della sezione della cava della fornace R.D.B. ha dimostrato che i sedimenti sono caratterizzati da una ChRM di elevata stabilità, portata da ematite. La presenza di due zone a polarità opposta, separate da un intervallo di transizione, costituisce un indizio a favore dell'origine primaria della ChRM, che può quindi essere considerata rappresentativa della polarità del campo magnetico terrestre nel periodo di sedimentazione dei depositi.

I dati paleontologici collocano la sezione all'interno del *chron 2A* della scala magnetostratigrafica di Cande & Kent (1992); i nuovi dati paleomagnetici possono contribuire ad una collocazione cronologica più precisa. Il problema consiste nel correlare alla scala di Cande & Kent (1992) la transizione di polarità osservata nella parte superiore della sezione. Vi sono tre possibilità:

- 1) transizione 2Ar \rightarrow 2An, età 3.550 Ma.
- 2) transizione 2An.2r (evento Mammoth) \rightarrow 2An.2n, età 3.220 Ma.
- 3) transizione 2An.1r (evento Kaena) \rightarrow 2An.1n, età 3.050 Ma.

La prima ipotesi può essere scartata perché comporta una età decisamente maggiore di quella proposta in base ai dati paleontologici. La scelta tra le altre due non è al momento possibile. La differenza di età di 170 ky sembra troppo ridotta per una scelta basata su criteri esclusivamente paleontologici, mentre quelli magnetostratigrafici richiedono un riferimento molto più dettagliato di quello attualmente disponibile. In particolare, l'intervallo transizionale (1,5-3,0 m) potrebbe corrispondere ad escursioni del campo geomagnetico e costituire quindi un *marker* per l'identificazione della zona a polarità inversa. Al momento, non esistono però studi magnetostratigrafici con dettaglio comparabile a quello del presente lavoro.

4.8 Tefrocronologia (F. Carraro & A. Moscariello)

Le datazioni proposte per i termini della successione villafranchiana sono prevalentemente di natura biostratigrafica (cfr. §4.5): ogni età corrisponde infatti all'intervallo di tempo predefinito che contiene il campo di distribuzione cronologica comune a tutte le forme fossili note per quella determinata unità. La datazione effettuata con lo studio paleomagnetico (cfr. §4.7) è, dal canto suo, di tipo correlativo. Le datazioni effettuate con gli aminoacidi (cfr. §4.9), pur avendo rappresentato un'ottimo criterio di verifica della posizione cronologica relativa di reperti di collocazione stratigrafica incerta o non nota, a causa dell'elevato grado di indeterminatezza della costante termica, ha fornito valori suscettibili di un margine di variabilità troppo elevato ($\pm 30\%$) per poter essere considerati

validi ai fini della datazione.

Nei programmare il lavoro di revisione si è così stabilito di testare, in modo speditivo, i segmenti di successione meglio esposti per individuare la possibile presenza di livelli di ceneri vulcaniche.

A incoraggiarci in questa direzione sono stati due elementi: — da un lato l'esistenza, nota da tempo in letteratura, di fenomeni freatomagmatici (dunque di manifestazioni alle quali è normalmente connessa la produzione di grandi quantità di ceneri che, immesse nell'atmosfera, possono essere trasportate per molte centinaia di chilometri dai venti (Fisher & Schmicke, 1984) in aree relativamente prossime a quella in esame, ed in un momento contenuto nell'intervallo di tempo che i dati già acquisiti indicavano comprendere la sedimentazione della successione villafranchiana: alludiamo agli episodi vulcanici di tipo esplosivo del Massiccio Centrale Francese del Devès, con formazione di numerosi *maar*, datati circa 1,4 Ma (Bout, 1970) e di tipo pliniano del Mont-Dove, avvenuti tra 2,5 e 1,8 Ma (Brousse, 1965; Brousse in Jung, 1971); — dall'altro la constatazione che la situazione ambientale in cui è avvenuta la sedimentazione di parte del Complesso Inferiore (paludi costiere) potrebbe permettere facilmente l'accumulo e la conservazione di livelli cineritici anche di modesto spessore.

Nell'impossibilità di effettuare una ricerca di tipo sedimentologico-mineralogico a tappeto, legata a motivi sia di mancanza di tempo, sia di ricercatori, sia di disponibilità finanziarie, si è optato per un controllo speditivo eseguito con strumentazioni geofisiche sui migliori affioramenti. Allo scopo sono stati utilizzati uno scintillometro ed uno suscettivometro: con il primo si sperava di evidenziare livelli contenenti minerali caratterizzati da attività radiogenica residua, in genere presenti tra i componenti le ceneri vulcaniche (anche se, per la verità, l'età dei possibili livelli vulcanici sarebbe stata forse da comportare il totale esaurimento della radioattività); il secondo avrebbe dovuto invece mettere in evidenza livelli contenenti minerali ferromagnetici, anch'essi spesso presenti fra i componenti dei livelli vulcanici. Con i due strumenti è stata effettuata la "scansione" dei principali affioramenti di formazioni palustri e comunque di livelli di sedimenti fini; particolare attenzione è stata dedicata alla successione esposta nei fronti della Cava R.D.B.

Le misure effettuate con lo scintillometro, nel caso dei sedimenti argillosi del Complesso Inferiore, utilizzando la scala di sensibilità di 1.500/500 colpi/sec hanno indicato per tutta la successione villafranchiana e per i Depositi Fluviali Terrazzati Post-villafranchiani valori compresi tra 1 e 12 colpi/sec; lo suscettivometro (o Kappametro) per la stessa successione ha indicato valori di K compresi tra 0,01 e 0,13. Due livelli in cui si sono misurati rispettivamente valori di 0,30 e di 0,33, dopo la separazione delle diverse componenti mineralogiche del sedimento effettuata con il metodo dei liquidi a diversa densità, hanno mostrato di essere legate alla presenza di concrezioni secondarie di ossidi di ferro e di pirite neoformata, associata alla materia organica.

In conclusione i metodi di prospezione speditivi utilizzati non hanno evidenziato la presenza di alcun livello cineritico.

Di non trascurabile importanza si sono rivelati invece i risultati indiretti della prospezione: avendo questa interessato non solo i sedimenti fini del Complesso Inferiore ma anche quelli del Complesso Superiore e dei Depositi Fluviali Terrazzati Post-villafranchiani, lo suscettivometro ha evidenziato che i valori di K nei limi argillosi dell'Unità di Mareto sono in media di un ordine di grandezza inferiore rispetto a quelli del Complesso Inferiore e risalgono invece a valori confrontabili con quelli del Complesso Inferiore nel caso dei Depositi Fluviali Terrazzati Post-villafranchiani.

Il fatto, indicando una chiara differenza di composizione mineralogica, sotto il profilo quantitativo, tra i sedimenti dei tre complessi, peraltro già evidenziata dall'analisi mineralogica (cfr. §4.6), costituisce da un lato un'ulteriore conferma della validità dei criteri con cui sono state stabilite le suddivisioni all'interno della successione villafranchiana e delle unità che con questa vengono in rapporto, dall'altra fornisce un criterio di distinzione tra le tre unità a livello del singolo affioramento.

4.9 Aminocronologia (G. Belluomini, M. Cerasoli & L. Manfra)

Nell'ambito degli studi per la revisione del Villafranchiano-tipo, sono stati analizzati alcuni frammenti di denti di vertebrati raccolti sia in passato che più recentemente nella successione-tipo e nelle formazioni che con questa vengono in rapporto (cfr. Tab. 12). Lo scopo principale che ci si era prefissi con questa indagine era quello di verificare la posizione stratigrafica relativa di resti di forme diverse (ad es. mastodonti ed elefanti) di cui inizialmente non era nota l'ubicazione, perché provenienti dalle collezioni del secolo scorso che, com'è stato ripetutamente ricordato, sono molto carenti di informazioni sotto questo profilo.

Ciascuna analisi ha richiesto una quantità di materiale di 5-7 gr. Il dente *in toto* (smalto e dentina) è stato ripetutamente lavato agli ultrasuoni in una soluzione di HCl 0,5M. Il campione è stato quindi idrolizzato in una soluzione di HCl 6M bidistillata, per 24 ore a 100°C e desalficato con una resina scambiatrice cationica AG 50W-X8 (100+200 mesh) secondo la procedura standard (Bada *et al.*, 1979). I rapporti fra la D-alloisoleucina e la L-isoleucina (aile/ile) ed i contenuti degli aminoacidi negli estratti proteici sono stati misurati con un Analizzatore Automatico di Aminoacidi, Mod. 3A30 della Carlo Erba Strumentazione. L'accuratezza delle misure dei rapporti aile/ile è dell'ordine del $\pm 5\%$. Gli aminoacidi dominanti nei campioni studiati sono stati l'acido glutammico, la glicina, la prolina e la leucina, in ottimo accordo con la composizione proteica del dente moderno (Fincham *et al.*, 1982). La serina e la treonina inoltre sono risultate in concentrazione assai ridotta, come era da attendersi trattandosi di campioni molto antichi, dal momento che questi due composti sono i più instabili fra tutti gli aminoacidi proteici. Inoltre, una indagine molto accurata è stata effettuata su tutti i campioni allo scopo di controllare se essi fossero stati esposti o meno ad elevate temperature durante il periodo della loro permanenza nel terreno (Belluomini & Bacchin, 1980).

Il presupposto fondamentale della cronologia con gli aminoacidi è che la temperatura sia il parametro principale

Tabella 12 - Rapporti aile/ile in campioni di denti rinvenuti nell'area del Villafranchiano-tipo
Aile/ile ratios measured on teeth found in the Villafranchian type-area

Campione	Riferimenti	Ubicazione	Forma (*)	x ± σ [n]**
Roatto [AAR1]	Mottura, 1990	Cascina Melona [Roatto]	<i>Stephanorhinus jeanvireti</i>	0.28±0.01[4]
Dusino bis [AAR6] PU 17364	Guerin, 1932	Cascina Crotino	<i>Stephanorhinus jeanvireti?</i> "Rinoceronte di Dusino"	0.26±0.03[4]
Maretto [AAR3] PU 14840	Croizet & Jobert, 1923	"Maretto, Vai Sareno" = testata della Vai Capitolo	<i>Anancus arvernensis</i>	0.48±0.01[3]
Dusino [AAR4] PU 14842	Croizet & Jobert, 1923	"Dusino"	<i>Mastodon arvernensis</i>	0.45±0.01[3]
S. Paolo [AAR8] PU 14735		"S. Paolo"	<i>Elephas meridionalis</i> Nesti forma arcaica?	0.48±0.02[4]
Ferrere [AAR2] PU 14870 [9484 G]	Croizet & Jobert, 1923 *[p.108]	"Ferrere d'Asti"	<i>Anancus arvernensis</i>	0.54 ±0.02[6]
Solbrito [AAR5] PU 14846	Croizet & Jobert, 1923	"Solbrito [Vajasco]" = Vasasco	<i>Anancus arvernensis</i>	0.57 ±0.01[3]

(*) Tutti i campioni analizzati sono costituiti da denti.
 (**) x = aile/ile medio; σ = deviazione standard; [n] = numero di analisi effettuate

di controllo della velocità della reazione di racemizzazione-epimerizzazione (Schroeder & Bada, 1976). Ciò vuol dire che campioni fossili aventi la stessa età presenteranno lo stesso rapporto aile/ile soltanto se essi avranno sperimentato storie termiche simili dopo il loro seppellimento. Si sottolinea che la ristretta area investigata è interessata dalla stessa temperatura media annua (Ministero Lavori Pubblici, 1976); quindi appare senz'altro lecito, se i campioni risultano idonei alla datazione, confrontare direttamente i rapporti aile/ile dei diversi fossili studiati.

Sulla base dei valori dei rapporti aile/ile riportati in Tabella 12, si evince che i fossili contrassegnati con le sigle "Roatto" (0,28 ±0,01) e "Dusino bis" (0,26±0,03) sono i più giovani fra quelli esaminati e fra loro coevi; quelli indicati con "Maretto" (0,48±0,01), "Dusino" (0,45±0,01) e "S. Paolo" (0,48±0,02) costituiscono un unico gruppo coevo ma con un'età maggiore dei due precedenti. Infine, i resti più antichi sono risultati quelli contraddistinti con le indicazioni "Ferrere" (0,54±0,02) e "Solbrito" (0,57±0,01).

Per stimare l'età dei fossili in studio e, quindi, per ricavare la costante cinetica della reazione di epimerizzazione della isoleucina nell'area di Asti, si è utilizzata la costante $K_{iso} = 2,1 \times 10^{-7}$ anni⁻¹ di Isernia-La Pineta (Belluomini & Bada, 1985). È stato usato questo deposito pleistocenico perché è il più antico (≈ 0,7 Ma) fra quelli datati con altri metodi (paleomagnetismo e K/Ar) (Coltorti *et al.*, 1982) e la temperatura media esponenziale (Lee, 1969) calcolata nel terreno (16,1°C) dell'area di Isernia è

molto simile a quella di Asti (15,8°C).

Usando l'equazione di Arrhenius:

$$\ln = \frac{K_{iso}(Isernia)}{K_{iso}(Asti)} = \frac{E_a \cdot (T' - T'')}{R \cdot T \cdot T''} \quad (1)$$

dove: $E_a = 33 \text{ Kcal} \cdot \text{mol}^{-1}$ (energia di attivazione della reazione);

$R = 1,987 \text{ cal} \cdot \text{K}^{-1} \cdot \text{mol}^{-1}$ (costante dei gas);

$T' = 289,1 \text{ K}$ (temperatura dell'area climatica di Isernia, in Kelvin);

$T'' = 288,8 \text{ K}$ (temperatura dell'area climatica di Asti)

si ottiene per quest'ultima area il valore di (Belluomini & Bada, 1985):

$$K_{iso} \text{ Asti} = 2,0 \cdot 10^{-7} \text{ anni}^{-1}$$

Le età sono state calcolate usando la seguente equazione:

$$\text{Età (anni)} = \frac{\ln Q}{1,8 \cdot K_{iso}} \quad (2)$$

$$\text{dove } Q = \frac{1 + \text{aile/ile}}{1 - 0,8 \text{ aile/ile}} \quad \text{e } K_{iso} = 2,0 \cdot 10^{-7} \text{ anni}^{-1}$$

Le età ottenute per i reperti studiati, usando questo valore della costante, sono riportate nella Tabella 13.

Ci sembra, inoltre, opportuno sottolineare che, essendo i campioni dell'area di Asti molto più antichi di quelli del sito "calibrante", la costante cinetica così ricavata (che ingloba in sé tutta la storia della temperatura) potrebbe essere utilizzata per la datazione soltanto se il valore della temperatura media che ha interessato i campioni negli ultimi 0,7 Ma sia rimasto praticamente costante negli ultimi 2÷3 Ma. Utilizzando l'equazione di propagazione dell'errore, i valori di età ottenuti attraverso questa procedura di "calibrazione" indiretta dell'area climatica in studio risultano quindi accompagnati da un errore del ±25÷30 %.

Tabella 13 - Età calcolate
Calculated ages

Sigle Identificazione	Età [Ma]
Roatto [AAR1]	1,4
Dusino bis [AAR6] PU 17364	1,3
Maretto [AAR3] PU 14840	2,5
Dusino [AAR4] PU 14842	2,3
S. Paolo [AAR8] PU 14735	2,2
Ferrere [AAR2] PU 14870 [9484G]	2,8
Solbrito [AAR5] PU 14846	2,9

In conclusione, abbiamo potuto utilizzare il metodo basato sulla reazione di epimerizzazione della isoleucina per stimare le età di fossili così antichi, in quanto nella fascia climatica di Asti i valori dei rapporti epimerici sono risultati molto minori di quello della reazione all'equilibrio, e quindi ben misurabili.

Ad analisi quasi ultimate, le ricerche di carattere storico che si andavano completando (cfr. §3.1) hanno consentito di accertare inoltre con relativa maggior precisione la posizione stratigrafica dei resti analizzati, posizione che è risultata coerente con i tre "raggruppamenti cronologici" (vedi Tab. 12) definiti con il metodo qui applicato, dimostrandone quindi la validità anche per intervalli di tempo così remoti.

4.10 Caratterizzazione geotecnica (G. Genovese & A. Perotto)

La caratterizzazione delle unità stratigrafiche oggetto di revisione implica anche una stima dei loro spessori originari, operazione non facile per la difficoltà di quantificare gli effetti degli eventi tettonici e dei processi erosivi sovrapposti. A tal fine è stato utilizzato un metodo già applicato in casi analoghi e basato sulla caratterizzazione geotecnica dei sedimenti.

Con il presente contributo si intendono proporre i risultati di una prima campagna di indagini, essenzialmente di laboratorio, che, pur prendendo in considerazione un numero ristretto di campioni, ha permesso una verifica della possibilità di utilizzo del metodo anche nel caso specifico.

La fase di prelievo di campioni da sottoporre a prove di laboratorio risulta sempre delicata in quanto può compromettere sia la possibilità di portare a termine alcuni tipi di prove, sia l'attendibilità dei valori eventual-

mente ottenuti. Nel caso specifico, trattandosi, salvo che in rare eccezioni, di sedimenti con una sensibile componente sabbiosa, tale operazione si è rivelata ulteriormente difficoltosa; nonostante si sia utilizzato un apposito campionatore con fustelle di diametro pari a 74 mm e si sia proceduto ad un'accurata preparazione del punto di prelievo, non tutti i provini (soprattutto quelli provenienti dal Complesso Inferiore) sono risultati idonei ad essere sottoposti alle prove previste.

Nel complesso sono stati analizzati 15 campioni, prelevati sia dal Complesso Inferiore che da quello Superiore (cfr. Tab. 14) e di cui si sono determinate alcune caratteristiche geotecniche, sia fisiche che meccaniche, secondo le usuali procedure di laboratorio; più in particolare è stato determinato il contenuto d'acqua naturale, il peso di volume e la pressione di preconsolidazione ottenuta mediante prove edometriche.

I risultati delle prove sono riportati in modo sintetico nella Figura 65 dove i valori ottenuti sono diagrammati in base alla quota di campionamento. Dall'analisi dei diagrammi si evince una marcata discontinuità nella variazione del peso di volume e del contenuto in acqua naturale, pur cogliendosi una blanda tendenza all'aumento dei valori dall'alto verso il basso. Ciò induce a ritenere che i parametri misurati non presentino significative differenze di ordine generale ma siano fortemente condizionati da fattori locali.

Analizzando le curve ottenute dalle prove edometriche (riportate in forma riepilogativa nella Fig. 66) e le relative pressioni di preconsolidazione si evince una variabilità più marcata; queste ultime, dedotte dai diagrammi mediante il metodo di Casagrande (1936), mostrano, infatti, variazioni significative con differenze massime pari ad un ordine di grandezza. Ciò significa che i carichi litostatici che hanno interessato, nella storia geologica, i sedimenti campionati sono stati notevolmente diversi. As-

segnando un valore medio del peso di volume pari a $1,8 \text{ kg/cm}^3$ ed assumendo che la preconsolidazione misurata sia effetto unicamente del carico litostatico, si è pertanto provveduto a calcolare, per ogni campione, l'altezza dell'originaria colonna di terreno corrispondente al carico subito. Quest'ultima, sommata alla quota attuale di prelievo, fornisce, caso per caso, la quota virtuale del top della successione stratigrafica locale.

In Figura 67 i valori ottenuti sono stati diagrammati in modo tale da poterne cogliere anche la variazione spaziale nell'ambito dell'area di campionamento; a tal fine è stata scelta, come discriminante, la distanza fra il punto di campionamento ed il ciglio della scarpata che segna il limite dell'Altopiano di Poirino.

La relativa dispersione dei valori ottenuti risulta verosimilmente

Tabella 14 - Elenco dei campioni esaminati
Tested samples.

Sigla campione	Località di prelievo	Coord. geogr.	Quota [m s.l.m.]	Complesso
A1	Villafranca, cava RDB	32TMQ229756	190	inferiore
A2	Villafranca, cava RDB	32TMQ229756	188	inferiore
BA	Ferrere, loc. Matertino	32TMQ198704	265	superiore
BB	Ferrere, loc. Matertino	32TMQ198706	260	superiore
C1	Tornanti della strada che da Maretto scende verso la valle omonima	32TMQ242772	200	superiore
C2	Tornanti della strada che da Maretto scende verso la valle omonima	32TMQ242772	199	superiore
D	Valle di Maretto, loc. C. Nuova	32TMQ245779	210	superiore
DLP1	Maretto, presso Cascina Cagliano	32TMQ236770	250	superiore
DLP2	Maretto, presso Cascina Cagliano	32TMQ236770	235	inferiore
E1	Savi, loc. Ciochero	32TMQ188803	225	superiore
F1	S. Paolo, circa 350 m a NE del cimitero	32TMQ188789	222	superiore
F2	S. Paolo, circa 350 m a NE del cimitero	32TMQ188789	230	superiore
G1	Savi, circa 420 m a SE della chiesa	32TMQ187810	228	inferiore
VI2	Cava abbandonata circa 200 m a Nord di Cascina Viarengo	32TMQ202805	220	inferiore
VE4	Villafranca, loc. Veglio	32TMQ237754	175	inferiore

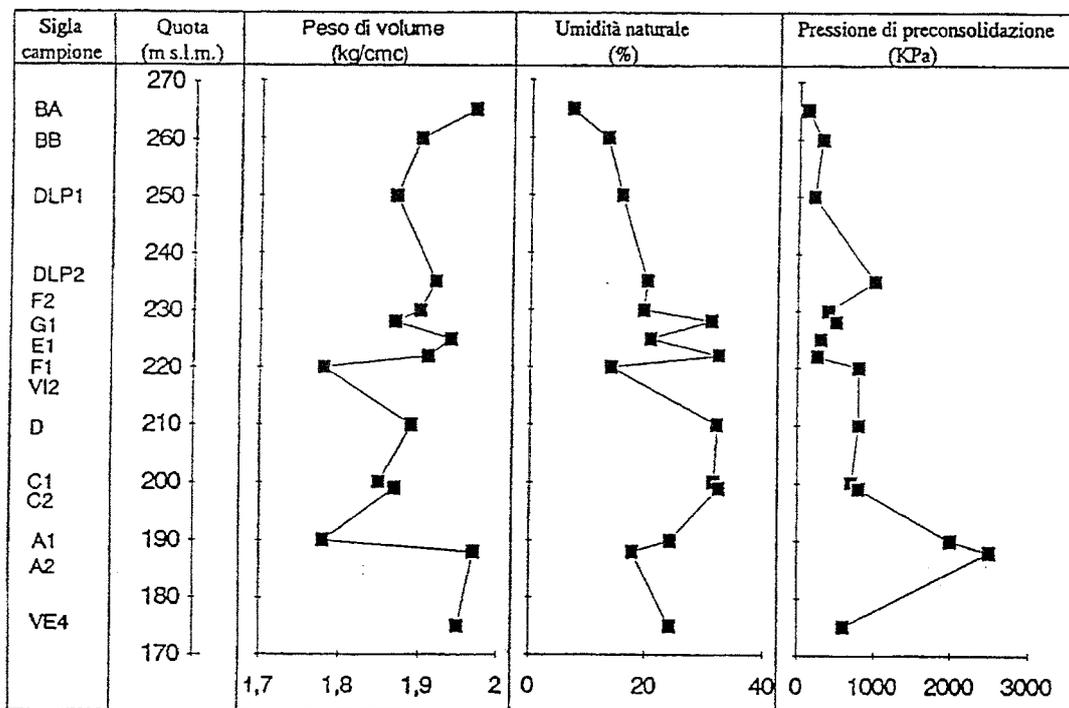


Fig. 65 - Variazione dei parametri misurati in funzione della quota di campionamento.
Variation of measured parameters vs. sampling altitude.

legata, in gran parte, alle differenze litologiche fra i vari campioni che si riflettono sulla capacità di conservazione della "memoria geologica" (è infatti noto che questa capacità è maggiore nelle argille e diminuisce sensibilmente con l'aumento della frazione sabbiosa) per cui i valori più significativi risultano essere quelli massimi.

Dall'analisi del diagramma si ricava pertanto che tutti i campioni provenienti dal Complesso Superiore sono

caratterizzati da quote virtuali del *top* della successione stratigrafica variabili fra 240 e 280 m s.l.m. mentre gli stessi valori relativi ai campioni provenienti dal Complesso Inferiore sono o compresi fra 290 e 330 m s.l.m. o dispersi in modo apparentemente casuale.

Ne deriva che i campioni provenienti dal Complesso Superiore presentano un grado di consolidamento normale cioè direttamente confrontabile con la potenza attuale del complesso. I campioni provenienti dal Complesso Inferiore mostrano, invece, un sensibile grado di preconsolidamento che risulta compatibile con un carico dovuto ad uno spessore di terreno superiore da 30 a 70 m rispetto al *top* attuale del complesso soprastante.

Questa situazione può essere spiegata unicamente ammettendo una importante fase erosiva che avrebbe intossato il Complesso Inferiore, anteriormente alla sedimentazione di quello Superiore, asportandone uno spessore valutabile in circa 70÷110 m.

Dall'analisi della Figura 67 si ricava, inoltre, un'ulteriore informazione: nei settori più prossimi al ciglio della scarpata che segna il limite dell'Altopiano di Poirino si ha una maggiore dispersione dei valori. Essa risulta verosimilmente legata sia all'effetto della tettonizzazione riscontrata in questo settore sia ad una evoluzione geologica sensibilmente più complessa.

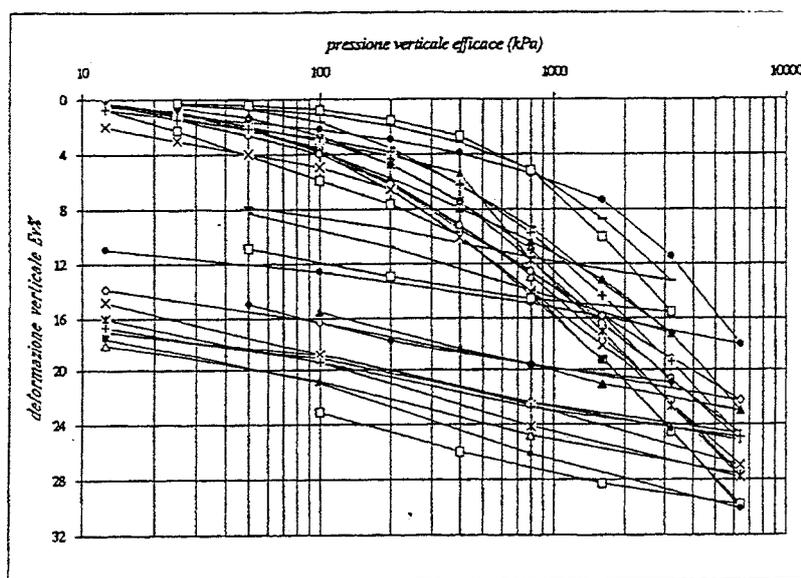


Fig. 66 - Curve edometriche relative ai campioni analizzati.
Edometric curves for the studied samples.

In conclusione si può pertanto constatare che il metodo seguito è applicabile, nel caso specifico e con i limiti derivanti dalla incompleta conoscenza della storia geologica che ha interessato i sedimenti a partire dalla loro formazione, per discriminare ulteriormente i due complessi riconosciuti su basi essenzialmente stratigrafiche.

5. CONSIDERAZIONI CONCLUSIVE

L'insieme dei dati analitici riportati nei capitoli precedenti, frutto del lavoro di campagna e di laboratorio svolto per la presente revisione e del riesame della letteratura, porta a formulare una serie di interpretazioni che, come vedremo, si basano su documentazioni di leggibilità e/o affidabilità diversamente graduate.

Nella successione nella quale Pareto nel 1865 ha proposto l'istituzione del "piano" Villafranchiano sono stati riconosciuti due complessi sedimentari, distinti per ambiente di formazione, per età e per grado di deformazione.

Il Complesso Inferiore è stato suddiviso in due unità: l'Unità di Ferrere e l'Unità di San Martino.

L'Unità di Ferrere, già compresa nelle "Sabbie di Asti" (cfr. *Boni *et al.*, 1970), è risultata costituita, sotto il profilo paleoambientale, da depositi caratteristici di fronte deltizio con un'influenza tidale, come attestato dalla loro natura prevalentemente sabbioso-grossolana con stratificazione incrociata concava, dalla abbondante presenza di molluschi marini, di resti vegetali fluitati e di parti scheletriche disarticolate di mammiferi. Sono caratteristici di influenza tidale: la bimodalità della direzione delle paleocorrenti, le strutture di tipo *flaser*, le stratificazioni incrociate a lisca di pesce, le lamine pelitiche al di sopra dei *foreset*. Anche le microfaune presenti concorrono all'interpretazione dell'ambiente come francamente marino.

La composizione delle faune a molluschi, le associazioni di macroresti vegetali, i numerosi resti di vertebrati nonché le microfaune indicano concordemente condizioni climatiche subtropicali. La collocazione cronologica dell'unità, suggerita soprattutto dalle faune a molluschi (sommità dello Zancleano - parte inferiore del Piacenziano, cfr. §4.3.1), indica che la deposizione dell'Unità di Ferrere è avvenuta prima del deterioramento climatico verificatosi alla fine del Pliocene.

L'Unità di San Martino, in base alle litofacies ed al ricchissimo corredo biostratigrafico, mostra di essere legata geneticamente ad un ambiente di piana deltizia. Indicano la presenza di laghi o stagni di intercanale i depositi silto-argillosi, caratterizzati da lamine piano-parallele e continue, contenenti gusci di molluschi dulcicoli, impronte di foglie e di canne palustri. Depositi di lignite e paleosuoli testimoniano ambienti palustri. Corrispondono a depositi di rotta fluviale litosomi sabbiosi di forma tabulare, mostranti stratificazioni incrociate concave.

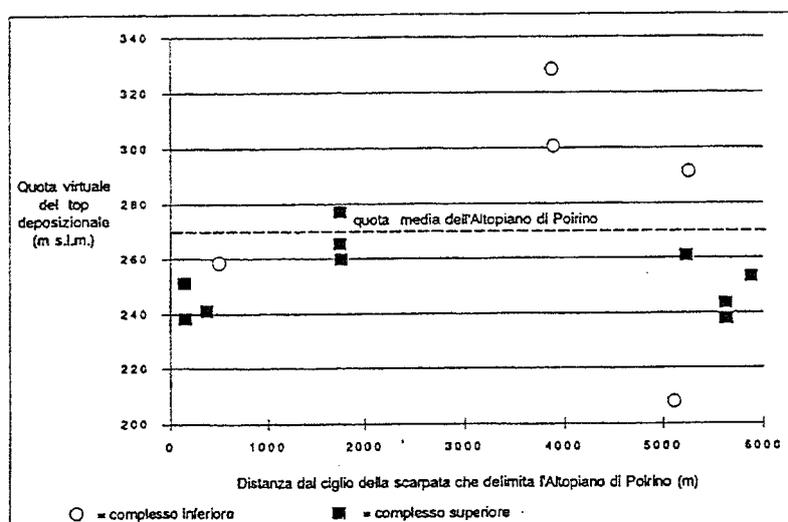


Fig. 67 - Variazione della quota virtuale calcolata del top deposizionale dei Complessi Inferiore e Superiore.

Calculated variation of the virtual elevation of the top of Lower and Upper Complexes.

La composizione delle ricche faune a vertebrati, i macrofossili vegetali, le ricche palinoflore e le faune a molluschi indicano anche in questo caso, concordemente, condizioni climatiche ancora subtropicali, precedenti l'evento glaciale pliocenico che si colloca tra 2,5 e 2,4 Ma (Rio *et al.*, 1991). L'attribuibilità di entrambe le Unità di Ferrere e di San Martino al Pliocene medio, confermata dai dati magnetostratigrafici, appare coerente con la sostanziale continuità di sedimentazione che la seconda unità mostra nei confronti della precedente con la quale costituisce quindi la chiusura della regressione pliocenica. Come già ricordato, questa si colloca però nel Pliocene medio anziché nel Pliocene superiore come tradizionalmente ritenuto per la parte inferiore della successione villafranchiana.

Il Complesso Inferiore viene troncato verso l'alto dalla Superficie di Cascina Viarengo. La presenza di questa importante unità erosionale è stata messa in luce per la prima volta nel corso dei rilevamenti geologici effettuati nell'ambito del presente lavoro di revisione: essa non corrisponde infatti a nessuna delle altre discontinuità rilevabili all'interno della successione, segnalate in passato da diversi Autori, discontinuità che nel corso della revisione hanno mostrato solo valore locale. L'importante significato di questa superficie di erosione è provata:

— dalla giacitura complessivamente diversa delle due successioni sopra- e sottostanti: il Complesso Inferiore appare infatti deformato a costituire una blanda sinclinale con asse diretto E-W, sensibilmente inclinato verso Ovest, mentre il Complesso Superiore forma una sinclinale molto più blanda, ancora con asse diretto E-W ma con giacitura suborizzontale (cfr. §4.4);

— dal diverso grado di deformazione locale dei depositi dei due complessi separati da questa superficie: nel Complesso Inferiore sono infatti presenti, oltre a faglie dirette, come avviene nel Complesso Superiore, anche faglie inverse a basso angolo che non sono mai state osservate in quello superiore;

— dalla profonda differenza quantitativa e qualitativa del contenuto paleontologico (cfr. *supra*): come è stato illustrato nei singoli paragrafi, il contenuto di resti di vertebrati di quest'ultimo è estremamente modesto e, sulla base sia dei rinvenimenti effettuati nel corso della revisione sia delle rilocalizzazioni dei reperti più antichi, appare riconducibile a faune decisamente diverse da quelle del Complesso Inferiore; profondamente diversi sono risultati anche i contenuti palinologici (cfr. §4.5.3). E' da ricordare inoltre che nei sedimenti del Complesso Superiore non sono mai stati rinvenuti né macroresti vegetali, né molluschi, né foraminiferi, né ostracodi;

— dalla diversa composizione mineralogica, sotto il profilo quanto meno quantitativo, che i depositi appartenenti ai due complessi hanno mostrato;

— dal diverso grado di addensamento dei depositi dei due complessi. Al riguardo risultano molto interessanti i dati emersi dalle indagini effettuate allo scopo di caratterizzare sotto il profilo geotecnico i diversi tipi di sedimento (cfr. §4.10): il carico di preconsolidamento dei sedimenti del Complesso Inferiore è risultato sensibilmente maggiore rispetto a quello del Complesso Superiore confermando da un lato l'importanza della Superficie di Cascina Viarengo ed indicando dall'altro che lo spessore del Complesso Inferiore soppresso dalla fase erosiva di cui questa superficie rappresenta l'espressione, è di quasi un centinaio di metri;

— dal fatto che, mentre all'interno dei due complessi sono stati osservati ripetuti casi di interdigitazione tra le diverse litofacies, e quindi tra le diverse unità, questo non si è mai verificato tra i depositi dei due complessi (cioè, in corrispondenza al limite tra le Unità di San Martino e di Gherba).

E' inoltre da ricordare che, al di fuori dell'area-tipo (ad esempio nel territorio comunale di Castiglione d'Asti), i depositi del Complesso Superiore mostrano di poggare direttamente sul Pliocene marino.

Si sottolinea che, all'importanza che questa superficie erosionale riveste nell'evoluzione geologica dell'area-tipo del Villafranchiano, non fa invece riscontro una evidenza di carattere sedimentologico: la Superficie di Cascina Viarengo mette in contatto due successioni di sedimenti in apparenza del tutto simili e quindi la sua importanza non è direttamente intuibile. E' da ricordare al riguardo che la stessa situazione si è riscontrata anche in successioni "villafranchiane" di altre aree del Piemonte (cfr. Caramiello *et al.*, 1996) dove l'esistenza di più complessi all'interno di sequenze apparentemente continue è stata messa in evidenza unicamente dal radicale cambiamento di composizione della palinoflora ed è stato solo successivamente confermato da altri elementi: es. diverso valore del carico di preconsolidamento, diversi diametri massimi del passante granulometrico, ecc.: anche in questi altri casi, solo dopo aver evidenziato l'esistenza di questo *hiatus*, si sono riconosciute le leggere differenze che caratterizzano la parte inferiore da quella superiore delle successioni. Per inciso, val la pena di ricordare che un problema analogo si è posto nell'area-tipo per il riconoscimento dei Depositi Fluviali Terrazzati Post-villafranchiani: questi presentano infatti una litofacies molto simile a quella di alcuni termini della successione villafranchiana ai quali erano stati prevalen-

temente assimilati in passato.

La Superficie di Cascina Viarengo mostra di tagliare in leggera discordanza il Complesso Inferiore determinando quindi, oltre che una lacuna di sedimentazione, anche una debole discordanza angolare: il valore di questa discordanza è evidentemente variabile da punto a punto in relazione alle diverse situazioni strutturali di cui la Superficie di Cascina Viarengo segna la separazione; si può comunque osservare che i valori di discordanza massimi calcolati, nei punti dove non è interessata da deformazioni locali, sono dell'ordine di 5°.

Sulle unità che costituiscono il Complesso Superiore si può dire veramente molto poco: l'Unità di Gherba è visibilmente di origine fluviale. Sulla base delle strutture sedimentarie osservate negli scarsissimi affioramenti e della litofacies, questa unità sembra geneticamente riconducibile alle divagazioni di un grande corso d'acqua di pianura, verosimilmente di tipo *braided*. I depositi siltoso-argillosi dell'Unità di Mareto appaiono invece interpretabili come il prodotto della sedimentazione di acque con forte carico di sedimenti limoso-argillosi in sospensione in bacini effimeri di varia estensione che hanno preso origine da fenomeni di rotta fluviale: la povertà di contenuto paleontologico appare in accordo con questa interpretazione; più in particolare, la estrema scarsità di sporomorfi suggerisce la non confrontabilità dell'ambiente di sedimentazione tra l'Unità di Mareto ed alcuni termini dell'Unità di San Martino apparentemente simili come litofacies.

Forti perplessità permangono anche in merito alla collocazione cronologica del Complesso Superiore. I dati paleontologici disponibili possono essere così riassunti: per quel che concerne i vertebrati, i resti sicuramente riferibili al Complesso Superiore sono:

- un frammento di palco di cervide;
- un frammento di dente di *Sus* sp.

Non è certa l'ascrizione a questo complesso dei resti di *Elephas meridionalis* recuperati durante la realizzazione della ferrovia: le ricerche effettuate non consentono infatti di stabilirne con sufficiente attendibilità l'esatta provenienza.

L'insieme dei resti citati definisce un intervallo di tempo molto ampio, che va dal Pliocene medio (visto che il Complesso Superiore poggia su quello Inferiore, di età appunto pliocenica media) fino al Pleistocene medio. In altri termini il contenuto in macromammiferi non risulta indicativo. Le ricerche effettuate per isolare resti di micromammiferi sono risultate purtroppo infruttuose.

Significativi per quel che concerne l'età del Complesso Superiore appaiono, almeno secondo la nostra opinione, due elementi;

- la composizione della palinoflora;
- il sensibilmente diverso grado di deformazione dei due complessi, evidenziato dalla discordanza angolare.

La composizione della palinoflora, anche se non indicativa di un'età specifica, consente comunque di escludere con sufficiente attendibilità un'età terziaria dei sedimenti che la contengono. Il divario di deformazione, dal canto suo, indica che l'intervallo di tempo coperto dallo *hiatus* erosionale dev'essere non trascurabile. Poiché il termine più antico del complesso di Depositi Fluviali Terrazzati Post-villafranchiani che poggiano sul (o sono

incastrati nel) Complesso Superiore è di età pleistocenica media, per il Complesso Superiore sembra ragionevolmente ipotizzabile un'età pleistocenica inferiore.

Come anticipato in premessa, non è pretesa degli autori di questo studio di considerare conclusivi i risultati delle loro ricerche per quanto attiene la complessa problematica del Villafranchiano nell'area-tipo. Si confida che gli studi che ci si ripropone di sviluppare ed integrare nel prossimo futuro consentiranno di giungere ad una più soddisfacente conoscenza di questo importante problema della stratigrafia neogenica.

BIBLIOGRAFIA

Nell'elenco bibliografico si è ritenuto utile separare, in due gruppi diversi, i lavori relativi al Villafranchiano dell'area-tipo dalle numerose altre pubblicazioni citate: per identificarli, le citazioni dei testi appartenenti al primo gruppo sono precedute da un asterisco.

Bibliografia del Villafranchiano dell'area-tipo

- *Amoretti C., 1808 - *Su un dente e parte di mandibola d'un mastodonte trovati presso la Rocchetta nel Dipartimento del Tanaro*. Mem. Ist. Naz. It., 1(2), 421-430.
- *Azzaroli A., 1962 - *Rinoceronti pliocenici nel Valdarno inferiore*. Paleontogr. It., 57, 11-22.
- *Azzaroli A., 1970 - *Villafranchian correlation based on large Mammals*. Giorn. Geol., 35(1)(1967), 111-131.
- *Azzaroli A., 1977 - *The villafranchian stage in Italy and the Plio-Pleistocene Boundary*. Giorn. Geol., ser. 2, 41, 61-79.
- *Azzaroli A., De Giuli C., Ficarelli G. & Torre D., 1982 - *Table of the stratigraphic distribution of terrestrial mammalian faunas in Italy from the Pliocene to the early middle Pleistocene*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., 5, 55-58.
- *Azzaroli A., De Giuli C., Ficarelli G. & Torre D., 1986 - *Mammal succession of the Plio-Pleistocene of Italy*. Mem. Soc. Geol. It., 31, 213-218.
- *Azzaroli A., De Giuli C., Ficarelli G. & Torre D., 1988 - *Late Pliocene to early Mid-Pleistocene mammals in Eurasia: faunal succession and dispersal events*. Paleogeogr. Paleoclim. Paleoecol., 68, 77-100.
- *Azzaroli A. & Vialli V., 1971 - *Villafranchian*. Giorn. Geol., 37(2)(1969), 221-232.
- *Baretti M., 1880a - *Resti fossili di Rinoceronte nel territorio di Dusino*. (I Comunicazione). Atti R. Acc. Sc. Torino, 15, 678-682.
- *Baretti M., 1880b - *Resti fossili di Rinoceronte nel territorio di Dusino*. (II Comunicazione). Atti R. Acc. Sc. Torino, 15, 731-734.
- *Baretti M., 1880c - *Fotografie dello scavo e del montaggio del Rinoceronte di Dusino*. Archivio Dip. Sc. Terra, Univ. Torino, inedito.
- *Basilici G., Boano P., Carraro F., Forno M.G., Giardino M. & Martinetto E., 1994 - *Guida all'escursione nell'area-tipo del Villafranchiano*. Convegno sul tema: "Il significato del Villafranchiano nella stratigrafia del Plio-Pleistocene". Peveragno (Cuneo)-Villafranca (Asti), 20-24 giugno 1994 - Il Quaternario, 7(2), 653-676.
- *Berdondini E., 1992 - *Suids of the Early Villafranchian of Villafranca d'Asti and China*. Rend. Fis. Acc. Lincei, ser 9, 3, 109-124.
- *Bertoldi R., 1990 - *Apporto della palinologia alla conoscenza dei giacimenti continentali pliocenici e pleistocenici inferiori dell'Italia centro-settentrionale*. St. Trent. Sc. Nat., Acta Biol., 66, 9-15.
- *Berzi A., 1970 - *Lagomorphs from the Villafranchian of Villafranca d'Asti*. Giorn. Geol., 35(1)(1967), 137-150.
- *Berzi A., Michaux J., Hutchison J. H. & Lindsay E., 1970 - *The Arondelli local fauna, an assemblage of small vertebrates from the villafranchian stage near Villafranca d'Asti, Italy*. Giorn. Geol., ser. 2, 35(1)(1967), 133-136.
- *Boni A., Boni P., Braga G., Bruno G., Casnedi R., Corsi M., Gatto G. O., Gatto P., Mosna S., Motta E., Perotto G. & Rampoldi R., 1970 - *Foglio 69, "Asti"*. Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000, II ed., Serv. Geol. It., Roma.
- *Boni A. & Casnedi R., 1970 - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia, Fogli 69 e 70 Asti e Alessandria*. II ed., Serv. Geol. It., Roma.
- *Borson E., 1820 - *Mémoire sur des machoires et des dents du Mastodonte dit Mammuth, trouvés fossiles en Piémont*. Mem. R. Acc. Sc. Torino, 24, 160-176.
- *Borson E., 1823 - *Note sur des dents du Grand Mastodonte trouvées en Piémont et sur des machoires et dents fossiles prises dans la mine de houille de Cadibona proche Savone*. Mem. R. Acc. Sc. Torino, 27, 31-42.
- *Borson E., 1830 - *Catalogue raisonné du Musée d'Histoire Naturelle de l'Académie de Turin*. Imprimerie Royale, Torino, 740 pp.
- *Campanino F., Carraro F., Mottura A., Ormezzano D. & Sala B., 1993 - *Roatto. Resti fossili di un rinoceronte dallo stratotipo villafranchiano (Auct.)*. Quad. Soprint. Archeol. Piemonte, 11, Notiziario, 227-228.
- *Campanino F., Forno G., Mottura A., Ormezzano D. & Sala B., 1994 - *Stephanorhinus jeanvireti (Guérin) 1972 (Rhinocerotidae, Mammalia) from Roatto near Villafranca d'Asti, NW Italy. Revision of the specimen from Dusino*. Boll. Mus. Reg. Sc. Nat. Torino, 12(2), 439-499.
- *Cantamessa F., 1890 - *Il Mastodonte di Cinaglio d'Asti ed il Mastodon (Tetralophodon) arvernensis*. Boll. Zool. Anat. Comp., R. Univ. Torino, 5, 1-3.
- *Carraro F. & Petrucci F., 1971 - *Carte Géologique de la plaine du Piémont à l'échelle du 1:400.000e*. Bull. Ass. Franç. Etud. Quat., Suppl., n. 4(1971), 569-571, Brionne.
- *Carraro F., Collo G., Forno M.G., Giardino M., Maraga F., Perotto A. & Tropeano D., 1995 - *L'evoluzione del reticolato idrografico del Piemonte centrale in relazione alla mobilità quaternaria*. In: Polino R. & Sacchi R. (eds.): Atti Conv. "Rapporti Alpi-Appennino", Peveragno (Cuneo), 31 maggio-1 giugno 1994, Acc. Naz. Sc. dei IX, Scr. Doc., 14, 445-461.
- *Carraro F., Forno M.G. & Valpreda E., 1982 - *Field Trip*

- in Northern Italy - Guidebook (September 15th-Piedmont: Asti Area.) I.G.C.P. 73/1/24, "Quaternary Glaciations in the Northern Hemisphere". Final Session. September 1-17 1982, France-Italy, 19-25. Lit. M. & S., Torino.
- *Carta Topografica degli Stati Sardi alla scala 1: 50.000, F. 53, "Chieri". R. Corpo di Stato Maggiore, 1884.
- *Casnedi R., 1971 - *Contributo alle conoscenze dei Pliocene del Bacino terziario piemontese*. Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, **22**, 110-120.
- *Chaline J., 1984 - *La sequence de rongeurs de Bresse, en tant que reference biostratigraphique et paleoclimatique*. Bull. Soc. Géol. France., **3**, 251-258.
- *Cuvier G., 1806 - *Sur différentes dents du genre des Mastodontes*. Ann. Mus. Hist. Nat. Paris, **8**, 401-424.
- *Cuvier G., 1834 - *Recherches sur les ossements fossiles*. IV ed., Paris, 2, 500 pp.
- *Dal Piaz Gb., 1932 - *Contributi alla paleontologia piemontese. I: Sull'età geologica dell' Elephas primigenius e dell' Elephas trogontherii dell'Astiano (Piemonte) con cenni sulla filogenesi dei Mammuthus s.s.* Atti R. Acc. Sc. Torino, **67**, 107-120.
- *De Alessandri G., 1903 - *Sopra alcuni avanzi di Cervidi Pliocenic del Piemonte*. Atti R. Acc. Sc. Torino, **38**, 1-16.
- *De Mortillet, 1864 - *L'epoque quaternaire dans la vallée du Pô*. Bull. Soc. Géol. Fr., sér. 2, **22**, 138-151.
- *Deperét Ch. & Mayet L., 1923 - *Les éléphants pliocènes. II. Monographie des Eléphants pliocènes d'Europe et de l'Afrique du Nord*. Ann. Univ. Lyon, **42**, 88-224.
- *De Rouville P.G., 1853 - *Description géologique des environs de Montpellier*. Thèse. Bohem Impr., Montpellier.
- *Esu D., 1982 - *Les mollusques continentaux du Villafranchien de l'Italie: indications biostratigraphiques et paléoclimatiques*. Coll. Villafranchien Méditerr., Lille, **1**, 71-82.
- *Esu D. & Girotti O., 1974 - *La malacofauna continentale del Plio-Pleistocene dell'Italia centrale. I. Paleontologia*. Geol. Rom., **13**, 203-294.
- *Esu D. & Girotti O., 1991 - *Late Pliocene and Pleistocene assemblages of continental molluscs of Italy. A survey*. Il Quaternario, **4**(1a), 137-150.
- *Esu D. & Girotti O., 1994 - *Stratigraphical distribution of the non-marine molluscs of Italian Peninsula from Early Pliocene to Early Middle Pleistocene*. (Poster) Convegno sul tema: "Il significato del Villafranchiano nella stratigrafia del Plio-Pleistocene". Peveragno (CN)-Villafranca (AT), 20-24 giugno 1994.
- *Esu D., Girotti O. & Kotsakis T., 1993 - *Palaeobiogeographical observations on Villafranchian continental molluscs of Italy*. Scripta Geol., Spec. Issue, **2**, 101-119.
- *Esu D., Girotti O. & Truc G. (in prep.) - *New data on fossil Emmericiinae (Prosobranchia)*.
- *Fejfar O. & Heinrich W.D., 1990 - *Proposed biostratigraphical division of the European continental Neogene and Quaternary based on muroid rodents (Rodentia: Mammalia)*. Int. Symp. Ephy. Biostr. Arvicolids, Praha, 115-124.
- *Ferrero Mortara E., Montefameglio L., Novelli M., Opresso G., Pavia G. & Tampieri R., 1984 - *Catalogo dei tipi e degli esemplari figurati della collezione Bellardi e Sacco*. Cat. Museo Reg. Sc. Nat. Torino, **7**, 1-484.
- *Francavilla F., Bertolani Marchetti D. & Tomadin L., 1969 - *Nouvelles données sur le Villafranchien-type*. VIII Congrès INQUA, Paris 1969, "Étude sur le Quaternaire dans le Monde", 575-585.
- *Francavilla F., Bertolani Marchetti D. & Tomadin L., 1970 - *Ricerche stratigrafiche, sedimentologiche e palinologiche sul Villafranchiano tipo*. Giorn. Geol., ser. 2, **36**(1968), 701-741.
- *Francavilla F. & Tomadin L., 1970 - *Contributo alle conoscenze paleobotaniche e sedimentologiche del Villafranchiano tipo*. Giorn. Geol., ser. 2, **35**(1)(1967), 65-76.
- *Gabert P., 1962 - *Les plaines du Pô et leurs Piedmonts (Piemont, Lombardie Occidentale et Centrale). Etude morphologique*. 531 pp., Louis Jean, Gap.
- *Gastaldi B., 1860 - *Su alcune ossa di mammiferi fossili del Piemonte*. Atti Soc. It. Sc. Nat., **2**, 213-216.
- *Gastaldi B., 1861 - *Cenni sui vertebrati fossili del Piemonte*. Mem. R. Acc. Sc. Torino, ser. 2, **19**, 19-89.
- *Gregor H. J., 1990 - *Contribution to the Late Neogene and Early Quaternary floral history of the Mediterranean*. Rev. Paleobot. Palynol., **62**, 309-338.
- *Guérin C., 1973 - *Une nouvelle espèce de rhinocéros (Mammalia, Perissodactyla) à Vialette (Haute-Loire, France) et dans d'autres gisements du Villafranchien inférieur européen: Dicerorhinus jeanvireti n. sp.* Docum. Lab. Géol. Fac. Sc. Lyon, **49**, 53-150.
- *Guérin C., 1980 - *Les rhinocéros (Mammalia, Perissodactyla) du Miocène terminal au Pleistocène supérieur en Europe occidentale. Comparaison avec les espèces actuelles*. Doc. Lab. Géol. Fac. Sc. Lyon, **79**(1-3), 1-1185.
- *Hays I., 1833 - *Descriptions of the inferior maxillary bones of Mastodons in the Cabinet of the American Philosophical Society*. Trans. Amer. Philos. Soc., **4**(8), 1-23.
- *Hürzeler J., 1967 - *Nouvelles découvertes de mammifères dans les sédiments fluviolacustres de Villafranca d'Asti*. Colloques Intern. C.N.R.S., **163**, "Problèmes actuels de Paléontologie (évolution des Vertébrés)". 633-636, Paris, 6-11 Juin 1966.
- *Lindsay E. H., Opdyke N. O. & Johnson N.M., 1980 - *Pliocene dispersal of the horse Equus and late Cenozoic mammalian dispersal events*. Nature, **287**, 135-138.
- *Lona F., 1971 - *Correlazioni fra alcune sequenze micropaleobotaniche plio-pleistoceniche continentali e marine dell'Italia centro-settentrionale, ed Europa centro-occidentale con riferimento al limite Tiberiano*. Ateneo Parmense, Acta Naturalia, **7**(2), 1-15.
- *Lona F. & Bertoldi R., 1972 - *La storia del Plio-Pleistocene italiano in alcune sequenze vegetazionali lacustri e marine*. Mem. Acc. Naz. Lincei, Cl. Sc. Fis. Matem. Nat., ser. VIII, **11**, sez. 3, 45 pp.
- *Loss R., 1946 - *I resti dei Mastodonti piemontesi conservati nell'Istituto Geologico di Torino*. Atti Soc. It. Sc. Nat., **85**, 97-111.
- *Loss R., 1947 - *Due casi d'anomalia nella corona dentaria di Mastodonti brevirostrini dell'Astigiana (Piemonte)*. Natura, **38**, 45-51.
- *Martinis B., 1949 - *Introduzione allo studio del Villa-*

- franchiano nella Valle Padana. Riv. It. Pal. Stratigr., 55(2), 45-72.
- *Mai D. H. (in stampa) - *Paleocarpological investigations in the Villafranchian (Pliocene) of Italy*. Boll. Mus. Reg. Sc. Nat. Torino.
- *Masini F. & Torre D., 1987 - *Review of the Villafranchian arvicolidids of Italy*. Geol. Rom., 26, 127-133.
- *Merla G., 1949 - *I Leptobos Rütim. italiani*. Paleontogr. It., 46, 40-155.
- *Michaux J., 1970 - *Les Rongeurs (Arvicolidés, Muridés et Gliridés) de la localité Arondelli à Villafranca d'Asti (Italie)*. Palaeontogr. It., 36, 67-80.
- *Murchison C., 1868 - *Palaeontological Memoirs and Notes of the late Hugh Falconer, Mastodon, Elephant, Rhinoceros ossiferous caves primeval man and his contemporaries*. 2 voll., 660 pp., Hardwicke, London.
- *Pampaloni L., 1903 - *Sopra alcuni legni silicizzati del Piemonte*. Boll. Soc. Geol. It., 22(3), 535-548.
- *Pareto M., 1865 - *Note sur la subdivision que l'on pourrait établir dans les terrains de l'Apennin septentrional*. Bull. Soc. Géol. Fr., sér. 2, 22, 210-277.
- *Parona C.F., 1930 - *Resti di un Physter scoperti nel Pliocene (Astiano) di Vigliano d'Asti, in frazione Val Montasca*. Atti R. Acc. Sc. Torino, 65, 240-245.
- *Pavia G., 1970 - *Resti di Anancus arvernensis e flora ad affinità Pliocenica nel Villafranchiano inferiore della cava Arboschio*. Mem. Soc. Geol. It., 9, 157-176.
- *Pellati N. & Salvini G.B., 1892 - *Sui frammenti del rilevato di Dusino fra Villanova e Villafranca della ferrovia Torino-Genova*. Giorn. Genio Civ., 22, 381-395.
- *Peola P., 1894 - *Le conifere terziarie del Piemonte; contributo alla paleofitologia piemontese*. Boll. Soc. Geol. It., 12, 705-746.
- *Peola P., 1896 - *Flora fossile dell'Astigiano*. Riv. It. Pal., 2(3), 139-158.
- *Peola P., 1901 - *La vegetazione in Piemonte durante l'era Terziaria*. Riv. Fis. Matem. Sc. Nat. Pavia, 45 pp.
- *Petrucci F. & Tagliavini S., 1968 - *Considerazioni geomorfologiche sul settore occidentale del bacino fluvio lacustre del Villafranchiano di Villafranca d'Asti*. Quat. Cont. Padano (2), Ateneo Parmense, Acta naturalia, 4(2), 1-32.
- *Pohlig H., 1888 - *Dentition und Kranologie des Elephas antiquus Falc. mit Beiträgen über Elephas primigenius Blum. und Elephas meridionalis Nesti*. Nova Acta Ksl. Leop. Carol. Deutsch. Akad. Naturforsch., 53(5), 280.
- *Rütimayer L., 1868 - *Versuch einer natürlichen Geschichte des Rindes in seinen Beziehungen zu den Wiederkauern im Allgemeinen*. Neu. Denkschr. Allg. Schweiz. Ges. Naturwiss., 2(23), 175.
- *Rütimayer L., 1875 - *Beurtheilung der Pferde der Quaternär-Epoche*. Abh. Schweiz. Pal. Ges., 2, 1-34.
- *Rütimayer L., 1878 - *Die Rinder der Tertiär-Epoche*. Abh. Schweiz. Pal. Ges., 5, 74-208.
- *Sacco F., 1884 - *Nuove specie fossili di molluschi lacustri e terrestri in Piemonte*. Atti R. Acc. Sc. Torino, ser. 2, 19, 247-264.
- *Sacco F., 1885-1887 - *Rilevamenti autografi dell'area di Villafranca (tavolette "Montafia" 69-4-4 e "S. Damiano" 69-4-3) alla scala 1: 25.000*. Archivio Lange, Biblioteca del Museo Regionale di Scienze Naturali di Torino, inedito.
- *Sacco F., 1886a - *Fauna malacologica delle alluvioni plioceniche del Piemonte*. Mem. R. Acc. Sc. Torino, ser 2, 37, 169-206.
- *Sacco F., 1886b - *Nuove specie terziarie di molluschi terrestri, d'acqua dolce e salmastra del Piemonte*. Atti Soc. It. Sc. Nat., 29, 427-476.
- *Sacco F., 1886c - *Le Fossanien nouvel étage du Pliocène d'Italie*. Bull. Soc. Géol. France, sér 3, 15, 27-36.
- *Sacco F., 1887a - *Rivista della fauna malacologica fossile terrestre, lacustre e salmastra del Piemonte*. Boll. Soc. Malac. It., 12, 135-203.
- *Sacco F., 1887b - *Sulla costituzione geologica degli altipiani isolati di Fossano, Salmour e Banale*. Ann. R. Acc. Agric. Torino, 29, 1-42.
- *Sacco F., 1888 - *Aggiunte alla fauna malacologica extramarina fossile del Piemonte e della Liguria*. Mem. R. Acc. Sc. Torino, ser. 2, 39, 61-98.
- *Sacco F., 1890 - *Il bacino terziario e quaternario del Piemonte*. Tip. Bernardoni, Milano, 643 pp.
- *Sacco F., 1895a - *I molluschi dei terreni terziari del Piemonte e della Liguria*. Parte XVIII, Clausen, Torino, 51 pp.
- *Sacco F., 1895b - *Le Rhinocéros de Dusino (Rhinoceros etruscus Falc. var. astensis Sacc.)*. Arch. Mus. Hist. Nat. Lyon, 6, 1-31.
- *Sacco F., 1897 - *I molluschi dei terreni terziari del Piemonte e della Liguria*. Parte XXII, Clausen, Torino, 148 pp.
- *Sacco F., 1898 - *La Geologia e le linee ferroviarie in Piemonte*. Gerbone, Torino, 22 pp.
- *Sacco F., 1899 - *I molluschi dei terreni terziari del Piemonte e della Liguria*. Parte XXVII, Clausen, Torino, 74 pp.
- *Sacco F., 1900 - *I molluschi dei terreni terziari del Piemonte e della Liguria*. Parte XXVIII, Clausen, Torino, 70 pp.
- *Sacco F., 1905 - *Les étages et les faunes du Bassin Tertiaire du Piémont*. Bull. Soc. Géol. Fr., sér. 4, 5, 893-916.
- *Sacco F., 1906 - *Resti fossili di rinoceronti nell'Astigiana*. Mem. R. Acc. Sc. Torino, ser 2, 56, 105-115.
- *Sacco F., 1922 - *F.° 69, "Asti", della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000*. I ed., R. Uff. Geol., Roma.
- *Sacco F., 1935 - *Note illustrative dei Fogli 56, 57, 58, 68, 69, 70, 80 e 81, Torino, Vercelli, Mortara, Carmagnola, Asti, Alessandria, Cuneo, Ceva, Genova N. e Voghera O. della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000*. I ed., R. Uff. Geol., Roma.
- *Savage D. E. & Curtis G.H., 1970 - *The Villafranchian Stage-Age and its Radiometric dating*. Geol. Soc. America Sp. Paper, 124, 207-220.
- *Savelli C. & Pasini G., 1973 - *Preliminary results of K-Ar dating basalts from eastern Sardinia and the gulf of Orosei (Thyrrhenian Sea)*. Giorn. Geol., ser. 2, 39, 303-312.
- *Selli R., 1967 - *The Pliocene-Pleistocene boundary in Italian marine sections and its relationship to continental stratigraphies*. Progress in Oceanography, 4, 67-86.
- *Sismonda A., 1862 - *Carta geologica di Savoia, Pie-*

monte e Liguria, scala 1:500.000.

- *Sismonda E., 1849 - *Lettera a Michelin del 23 ottobre 1849 (con annuncio del ritrovamento di scheletro di Mastodonte negli scavi della ferrovia)*. Bull. Soc. Géol. France, 2(7), p. 49.
- *Sismonda E., 1852 - *Osteografia di un Mastodonte angustidente*. Mem. R. Acc. Sc. Torino, ser 2, 12, 175-239.
- *Sismonda E., 1860-1862 - *Raccolta di otto tavole con incisioni di vertebrati fossili piemontesi, preparate per una memoria rimasta inedita*. Archivio Dip. Sc. Terra, Univ. Torino.
- *Sismonda E., 1865 - *Matériaux pour servir à la Paléontologie du terrain tertiaire du Piémont*. Mem. R. Acc. Sc. Torino, ser 2, 22, 391-471.
- *Sismonda E., 1870 c.a. - *Manoscritto inedito relativo alla storia del ritrovamento e degli studi sul Bos stenomometopon, allegato alla tavola relativa, nella raccolta su indicata*. Archivio Dip. Sc. Terra. Univ. Torino.
- *Vergnaud Grazzini C., 1970 - *Les Amphibiens fossiles du gisement d'Arondelli*. Paleontogr. It., ser. 2, 36, 47-65.
- *Zuffardi P., 1913 - *Elefanti fossili del Piemonte*. Paleontogr. It., 19, 121-187.
- fero pleistocenico superiore di Moncucco Torinese. Geogr. Fis. Dinam. Quat., 5, 219-239.
- Ambrosetti P.L., Bosi C., Carraro F., Ciaranfi N., Panizza M., Papani G., Vezzani L. & Zanferrari A., 1987 - *Neotectonic map of Italy; scale 1:500.000*. Quad. Ric. Sc., 114(4,) L.A.C., Firenze.
- Anadon P., De Deckker P. & Julià R., 1986 - *The Pleistocene lake deposits of the NE Baza Basin (Spain): salinity variations and ostracod succession*. Hydrobiologia, 143, 199-208.
- Ashley G.M., Southard J. B. & Boothroyd J. C., 1982 - *Deposition of climbing-ripple beds: a flume simulation*. Sedim., 29, 67-79.
- Bada J. L., Masters P. M., Hoopes E. & Darling D., 1979 - *The dating of fossil bones using amino acid racemization*. Proc. IX Intern. Radiocarbon Conference, Berger R. & Suess H. (eds.), Berkeley, Univ. Calif. Press, 740-756.
- Barberi R., Cavinato G.P., Gliozzi E. & Mazzini I., 1995 - *Late Pliocene-Early Pleistocene palaeo-environmental evolution of the Rieti basin (Central Apennines)*. Il Quaternario/Italian Journal of Quaternary Sciences, 8(2), 515-534.
- Barbieri M., Carrara C., Castorina F., Dai Pra G., Esu D., Gliozzi E. & Sadori L., 1995 - *Multidisciplinary study on a Middle-Late Pleistocene sequence in the Pontina Plain (Central Italy)*. Abstr. XIV International INQUA Congress, Berlin, August 3-10, 1995.
- Belluomini G. & Bacchin P., 1980 - *Datazione di ossa fossili di grotte italiane con il metodo della racemizzazione degli aminoacidi e criterio di distinzione tra reperti esposti e non esposti al riscaldamento*. Geol. Romana, 19, 171-180.
- Belluomini G. & Bada J. L., 1985 - *Isoleucine epimerization ages of the dwarf elephants of Sicily*. Geology, 13, 451-452.
- Bertoldi R., 1990 - *Apporto della palinologia alla conoscenza dei giacimenti continentali pliocenici e pleistocenici inferiori dell'Italia centro-settentrionale*. St. Trentini Sc. Nat., 66, 9-15.
- Bertoldi R., 1995 - *Palinostratigrafia dei bacini intermontani dell'Appennino nord-occidentale*. Il Quaternario/Italian Journal of Quaternary Sciences, 8(1), 61-70.
- Bertoldi R., Binotti A. & Castello F., 1994 - *Reevesia and Itea in the pollen flora of upper Neogene continental deposit at Sarzana (lower Magra Valley, northern Italy)*. Rev. Paleobot. Palynol., 80, 159-172.
- Birkeland P. W., 1984 - *Soil and geomorphology*. 372 pp., Oxford University Press, New York.
- Boenigk W., Brelie von der G., Brunnacker K., Koci A., Schlickum W.R. & Strauch F., 1974 - *Zur Pliozän-Pleistozän-Grenze im Bereich der Velle (Nieder-rheinische Bucht)*. Newsl. Stratigr., 3-4, 219-241.
- Bout P., 1970 - *Absolute ages of some volcanic formations in the Auvergne and Velay areas and chronology of European Pleistocene*. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., 8, 95-106.
- Brousse R., 1965 - *Âges de formations volcaniques et en particulier âge des basaltes des plateaux et des dykes du Mont-Dore*. C. R. Ac. Sc. Paris, 260, 3997-4400.
- Calderini G., Calderoni G., Cavinato G.P., Gliozzi E. & Paccara P., 1995 - *The late Quaternary alluvial*

Altri Lavori Citati

- Absolon A., 1973 - *Ostracoden aus einigen Profilen spät- und postglazialer Karbonatablagerungen in Mitteleuropa*. Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol., 13, 47-94, München.
- Accorsi C. A. & Bandini Mazzanti M., 1986 - *Spettri pollinici*. In: Accorsi C. A. et al., *Il sito mesolitico Sopra Fienile Rossino sull'altipiano di Cariàdeghe (Serle-Brescia)*. Nat. Bresciana, 23, 227-282, 284-286.
- Accorsi C. A., Bandini Mazzanti M. & Forlani L., 1978 - *Modello di schede palinologiche di Pini italiani (P. cembra L., P. pinea L., P. silvestris L. ssp. silvestris L. ecotipo emiliano)*. Arch. Bot. Biogeogr. It., 54, 65-101.
- Accorsi C. A., Bandini Mazzanti M., Forlani L. & Speranza M., 1988 - *Morfologia pollinica del genere Pinus in Italia. Pini delle formazioni litoranee: P. halepensis Miller, P. pinaster Aiton, P. pinea L.* Giorn. Bot. It., 122, 165.
- Accorsi C. A. & Rodolfi G., 1975 - *Primi risultati sullo studio di un suolo calcinomorfo delle Alpi Apuane in relazione ad analisi palinologiche e microbiologiche*. Boll. Soc. It. Sc. Suolo, 9, 35-51.
- AGIP, 1982 - *Foraminiferi Padani*. 2ª ed., 52 tavv., Agip Mineraria, S. Donato Milanese.
- Aimassi G. & Ferrero E., 1983 - *Osservazioni paleoecologiche e biostratigrafiche su una malacofauna pliocenica dell'Astigiano (Buttigliera d'Asti)*. Boll. Malacol., 19, 177-206.
- Aimone S. & Ferrero E., 1983 - *Malacofaune plioceniche di Cossato e Candelo (Biellese, Italia NW)*. Boll. Mus. Reg. Sc. Nat., 1, 279-328.
- Alessio M., Allegri L., Ambrosetti P., Bartolomei G., Bella F., Belluomini G., Calderoni G., Carraro F., Charrier G., Cortesi C., Esu D., Forno M.G., Improta S., Manfra L. & Petrone V., 1982 - *Il giacimento fossili-*

- sequence at the Rieti basin (Central Italy): a record of sedimentation response to environmental changes. Abs., 1st International Limno-geological Congress, Copenhagen, August 21-25, 1995.
- Calderoni G., Barbieri C., Ferrelli L., Follieri M., Gliozzi E., Magri D., Narcisi B., Parotto M., Sadori L. & Serva L., 1994 - *Palaeoenvironmental, palaeoclimatic and chronological interpretations of a late-Quaternary sediment core from Piana di Rieti (Central Apennine, Italy)*. Giorn. Geol., **56**(2), 43-72, Bologna.
- Campantico P., 1993 - *Associazioni a molluschi pliocenici del livello a Glycymeris nel settore V. Andona - V. Monale (Asti)*. Tesi di Laurea ined., Univ. di Torino.
- Cande S. C. & Kent D. V., 1992 - *A new geomagnetic polarity time scale for the Late Cretaceous and Cenozoic*. J. Geophys. Res., **97**, 13917-13951.
- Cappers R. T.J., 1993 - *Seed dispersal by water: a contribution to the interpretation of seed assemblages*. Veget. Hist. Archeobot., **2**, 173-186.
- Caramiello R., Carraro F., Collo G., Gianotti F., Giardino M., Martinetto E., Perotto A. & Siniscalco C., 1996 - *Revisione del significato dei depositi "villafranchiani" in Piemonte*. Questo volume.
- Caramiello R. & Fossa V., 1993 - *Flora Palinologica Italiana, Sezione Aeropalinologica - Specie Esotiche - S231: Sequoia sempervirens (Lamb.) Endl. (Taxodiaceae)*. Aerobiol., **9**, 217-224.
- Caramiello R. & Fossa V., 1995 - *Flora Palinologica Italiana. Sezione Aeropalinologica Specie esotiche. S 232: Taxodium distichum (L.) Richard (Taxodiaceae)*. Allionia, **33**, 295-301.
- Caramiello R., Potenza A. & Siniscalco C., 1991a - *Relationship between distribution of Juniperus communis L. ssp. communis in Western Alps, its pollen morphology and viability*. Allionia, **30**, 65-64.
- Caramiello R., Potenza A., Siniscalco C. & Montacchini F., 1991b - *Il genere Juniperus in Piemonte: distribuzione e schede morfopalinologiche su granuli freschi ed acetolizzati. Schede S 206, S 207, S 208, S 209, S 210, S 211*. Arch. Bot. It., **67**, 1-41.
- Caramiello R., Potenza A. & Siniscalco C., 1991c - *Juniperus oxycedrus L. ssp. oxycedrus e Juniperus hemisphaerica Presl.: Schede S 212 e S 213*. Arch. Bot. It., **67**, 42-53.
- Carbonnel P. & Peypouquet J. P., 1979 - *Les Ostracodes des séries du Bassin de l'Omo*. Bull. Inst. Géol. Bass. Aquitaine, **25**, 167-199.
- Caretto P. G., 1963 - *Nuovi dati sull'estensione della formazione a facies Piacenziana a Ovest della città di Asti*. Atti Soc. It. Sc. Nat., **102**, 3 - 31, Milano.
- Carraro F. & Valpreda E., 1991 - *The middle-upper Quaternary of the Asti Basin*. Il Quaternario, **4**(1a), 151-172.
- Cavallo O., Macagno M. & Pavia G., 1986 - *Fossili dell'Albese*. Fam. Albeisa, 223 pp.
- Clair A., 1976 - *V. Essai de stratigraphie chronologique des sédiments plio-quatérnaires de la partie nord de la Bresse*. Bull. Ass. Franç. Et. Quaternaire, **3-4**, 179-189.
- Clair A. & Puissegur J.J., 1969 - *Decouverte de faunes villafranchiennes, entre la vallée de la Saone et Dijon (Cote d'Or)*. C. R. Acad. Sc. Paris, **268**, D, 3033-3035.
- Clari P., Dela Pierre F., Novaretti A. & Timpanelli M., 1994 - *La successione oligo-miocenica del Monferrato occidentale: confronti e relazioni con il Monferrato orientale e la Collina di Torino*. Atti Tic. Sc. Terra, (ser. spec.), **1**, 191-203.
- Colalongo M. L., Padovani A., Sartoni S., Tampieri R., D'Onofrio S., Elmi C., Francavilla F., Manzoni M., Poluzzi A. & Russo A., 1972 - *Biostratigrafia e cronostratigrafia del Pliocene*. Boll. Soc. Geol. It., **91**, 489-509.
- Coleman J. M., 1988 - *Dynamic changes and processes in the Mississippi River delta*. Geol. Soc. America Bull., **100**, 999-1015.
- Coleman J. M. & Prior D.B., 1980 - *Sand Bodies*. A.A.P.G. Continuing Education Course Note Series, **15**, 171 pp.
- Coleman J. M. & Wright L. D., 1975 - *Modern river deltas: variability of processes and sands bodies*. In: Broussard M. L. (ed.), *Deltas, models for exploration*. Houston Geol. Soc., Houston, 99-149.
- Colizza E., Fanzutti G. P. & Pugliese N., 1987 - *The diffusion of ostracode fauna in Lake Ragogna (Friuli, Italy)*. Biogeograph., **13**, 529-537.
- Collinson M. E., 1983 - *Paleofloristic assemblages and paleoecology of the lower Oligocene Bembridge Marls Hamstead Ledge Isle of Wight*. Bot. J. Linn. Soc., **86**, 177-225.
- Coltorti M., Cremaschi M., Delitala M. C., Esu D., Fornaseri M., Mc Pherron A., Nicoletti M., van Otterloo R., Peretto C., Sala B., Schmidt V. & Sevink J., 1982 - *Reversed magnetic polarity at an early lower palaeolithic site in Central Italy*. Nature, **300**, 173-176.
- Compagnoni R. & Forno M.G., 1992 - *Significato geologico di depositi fluviali ghiaiosi pleistocenici medi nella Collina di Torino*. Il Quaternario, **5**(1), 105-122.
- Corselli C. & Scola D., 1990 - *Biocenoses and thanatocenoses in SFBC bottom*. Atti V Simposio Ecologia e Paleoecologia delle Comunità bentoniche, 643-658, Mus. Reg. Sc. Nat., Torino.
- De Celles P. G., Langdorf R. P. & Schwartz R. K., 1982 - *Two methods of paleocurrent determination from trough cross-stratification*. Journ. Sed. Petrology, **53**, 629-642.
- De Dekker P., 1979 - *The Middle Pleistocene ostracod fauna of the West Runton freshwater bed, Norfolk*. Palaeontology, **22**(2), 293-316.
- Devoto G., 1965 - *Lacustrine Pleistocene in the Lower Liri Valley (Southern Latium)*. Geol. Romana, **4**, 291-368.
- Diebel K. & Pietrzyeniuk E., 1978 - *Die Ostrakodenfauna aus den jungpleistozänen (weichselkaltzeitlichen) Deck-schichten von Burgtonna in Thüringen*. Quartärpal., **3**, 207-221.
- Diebel K. & Pietrzyeniuk E., 1990 - *Pleistocene ostracods from Vértesszolos*. In: Kretzoi M. & Dobosi V.T. (Eds.) *Vértesszolos man site and culture*. Akad. Kiado, 145-161.
- Dimbleby G. W., 1957 - *Pollen analysis of terrestrial soils*. New Phytol., **56**, 12-28.
- Di Napoli Alliata E., 1952 - *Nuove specie di foraminiferi nel Pliocene e Pleistocene della zona di Castell'Arquato (Piacenza)*. Riv. It. Paleont. Strat., **58**(3), 95-110.

- Dott R. H. Jr., 1973 - *Paleocurrent analysis of trough cross-stratification*. *Journ. Sed. Petrol.*, **43**, p.779-783.
- Driese S. G., Byres C. W. & Dott R. H. Jr., 1981 - *Tidal deposition in the basal Upper Cambrian Mt. Simon Formation in Wisconsin*. *J. Sed. Petrol.*, **51**, 367-381.
- Elliot T., 1974 - *Interdistributary bay sequences and their genesis*. *Sedimentology*, **21**, 611-622.
- Elliot T., 1986 - *Siliciclastic shorelines*. In: Reading H., *Sedimentary environments and facies*. Blackwell's Sci. Publ., 155-188.
- Esu D., 1978 - *La malacofauna continentale plio-pleistocenica della Formazione fluvio-lacustre di Nuraghe Su Casteddu (Sardegna orientale) e sue implicazioni paleogeografiche*. *Geol. Romana*, **17**, 1-33.
- Fernandez Lopez S., 1984 - *Nuevas perspectivas de la tafonomia evolutiva: tafosistemas y asociaciones conservadas*. *Est. Geol.*, **40**, 215-224.
- Fernandez Lopez S., 1991 - *Taphonomic concepts for a theoretical biochronology*. *Rev. Esp. Pal.*, **6**, 37-49.
- Ferrero E. & Merlino B., 1992 - *Ricostruzione paleoecologica di una malacofauna del Bacino Pliocenico Astigiano (Italia NW)*. *Boll. Malacol.*, **28**, 101-138.
- Ferrero E., 1971 - *Astian*. *Giorn. Geol.*, **37**(1969), 33-40.
- Fielding C. R., 1984a - *Upper delta plain lacustrine and fluvio-lacustrine facies from the Westphalian of the Durham coalfield, NE England*. *Sedimentology*, **31**, 547-567.
- Fielding C. R., 1984b - *A coal depositional model for the Durham coal measures of NE England*. *J. Geol. Soc. London*, **141**, 919-931.
- Fielding C. R., 1986 - *Fluvial channel and overbank deposits from the Westphalian of the Durham coalfield, NE England*. *Sedimentology*, **33**, 119-140.
- Fincham A. G., Belcourt A. B., Lyaruu D. M. & Termine J. D., 1982 - *Comparative protein biochemistry of developing dental enamel matrix from five mammalian species*. *Calcified Tissue Intern.*, **34**, 182-189.
- Fisher R. V. & Schminke H. U., 1984 - *Pyroclastic Rocks*. 472 pp., Springer Verlag, Berlin.
- Follieri M., 1957 - *Appunti sulla vegetazione fossile del deposito pleistocenico antico di Cava Santarelli (L'Aquila)*. *Ann. Ist. Alta Cult. Aquila*, **2**, 129-130.
- Follieri M., 1977 - *Evidence on the Plio-Pleistocene palaeofloristic evolution in Central Italy*. *Riv. Pal. Strat.*, **83**, 925-930.
- Follieri M., 1984 - *The history of the climate and vegetation in Italy based on palynological and macrofossil record*. *Webbia*, **38**, 441-453.
- Forno M.G., 1980 - *Evidenza di un drenaggio abbandonato nel settore settentrionale dell'Altopiano di Poirino (prov. di Torino)*. *Geogr. Fis. Dinam. Quat.*, **3**, 61-65.
- Forno M.G., 1982 - *Studio geologico dell'Altopiano di Poirino*. *Geogr. Fis. Dinam. Quat.*, **5**, 129-162, 1 carta geol. 1:50.000.
- Frattoni S., 1990 - *Paleoecologia degli orizzonti pliocenici a Isognomon maxillatus dei dintorni di Asti (Piemonte)*. Tesi di laurea ined., Univ. di Milano.
- Gersib G. A. & McCabe P.J., 1981 - *Continental coal-bearing sediments of the Port Hood Formation (Carboniferous) - Cape Linzee, Nova Scotia, Canada*. In: Ethridge F. G. & High L. R. (eds.), *Recent and ancient non marine depositional environments: models for exploration*. *Soc. Econ. Pal. Min., Sp. Publ.*, **31**, 95-108.
- Ghetti P. F. & McKenzie K., 1981 - *Ostracodi (Crustacea, Ostracoda). Guida per il riconoscimento delle specie animali delle acque interne italiane*. CNR, **11**, 1-83, Roma.
- Ghosh S. K., 1987 - *Cyclicality and facies characteristics of alluvial sediments in the Monongahela-Dunkart Groups, Central West Virginia*. In: Ethridge F. G., Flores R. M. & Harvey M. D. (eds.), *Recent Developments in Fluvial Sedimentology*. *Spec. Publ.*, **39**, 229-239.
- Girard M. & Miskovsky J., 1969 - *Nouvelles techniques de préparations en palynologie appliquées a trois sédiments du Quaternaire final de l'Abri Cornille (Istres-Bouches-Rhone)*. *Bull. Ass. Franç. Et. Quat.*, **4**, 275-284.
- Goldring R., Bosence D. W. J. & Blake T., 1978 - *Estuarine sedimentation in the Eocene of southern England*. *Sedimentology*, **25**, 861-876.
- Guillet B., 1972 - *Relation entre l'histoire de la végétation et la podzolisation dans les Vosges*. Thèse, Univ. Nancy. N. CNRS: A.O. 7640, 112 pp.
- Guion P.D., 1984 - *Crevasse splay deposits and roof-rock quality in the Threequarters Seam (Carboniferous) in the east Midlands Coalfield, U.K.* In: Rahamani R. A. & Flores R. M. (eds.), *Sedimentology of coal and coal-bearing sequences*. *Int. Ass. Sed., Spec. Publ.*, **7**, 291-308.
- Hancock P. L., 1985 - *Brittle microtectonics: principle and practice*. *J. Struct. Geol.*, **7**, 437-458.
- Hanganu E., 1977 - *Nouvelles espèces de Cyprididae dans le Dacien supérieur de la Monténie orientale (Roumanie)*. *Bull. Soc. Belge Géol.*, **85**(2), 51-61.
- Harms J.C. & Fahnestock R. K., 1965 - *Stratification, bed forms, and flow phenomena (with an example from the Rio Grande)*. In: Middleton G. V. (ed.), *Primary Sedimentary Structures and their Hydrodynamic Interpretation*. *Soc. Econ. Paleont. Min., Spec. publ.*, **12**, 84-115.
- Hartmann G. & Puri H.S., 1974 - *Summary of neontological and paleontological classification of Ostracoda*. *Mitt. Hamburg. Zool. Mus. Inst.*, **70**, 7-73.
- Henderson P.A., 1990 - *Freshwater Ostracoda*. *Synopses of the British Fauna (New Series)*, **42**, 1-228, Universal Book Services, Oegstgeest.
- High L. R. & Picard M. D., 1974 - *Reliability of cross-stratification types as paleocurrent indicators in fluvial rocks*. *J. Sed. Petrol.*, **44**, 158-168.
- Johnson S. J., 1984 - *Cyclic fluvial sedimentation in a rapidly subsiding basin, northwest Washington*. *Sed. Geol.*, **38**, 361-391.
- Jones M. E., Preston R. M. F., 1987 - *Deformation of Sediments and Sedimentary Rocks*. *Geol. Soc. Sp. Pub.*, **29**, 350 pp.
- Jopling A.V. & Walker R.G., 1968 - *Morphology and origin of ripple-drift cross-lamination, with examples from the Pleistocene of Massachusetts*. *J. Sed. Petrol.*, **38**, 971-984.
- Jung J., 1971 - *Géologie, géomorphologie et structure profonde du Massif Central Français*. *Plen Air Serv.*

- Ed., Clermont-Ferrand, 1 vol., 610 pp.
- Keller W.D., 1956 - *Clay minerals as influenced by environments of their formation*. Amer. Ass. Petrol Geol. Bull., **40**(11), 2689-2710, Tulsa.
- Klie W., 1938 - *Krebstiere oder Crustacea III: Ostracoda, Muschelkrebse*. In: Dahl F., *Die Tierwelt Deutschlands und der angrenzenden Meeresteile nach ihren Merkmalen und nach ihrer Lebensweise*. **34**, 1-230.
- Knobloch E. & Kvacek Z., 1976 - *Miozäne Blütfloren vom Westrand der Boemischen Masse*. Ustr. Ust. Geol., **42**, 1-131.
- Koenigswald W. von & Tobien H., 1990 - *Important arvicolid faunas from the Late Pliocene to Early Holocene in Western Germany (FRG)*. Int. Symp. Phyl. Biostr. Arvicolids, Praha, 231-254.
- Lee R., 1969 - *Chemical temperature integration*. J. Appl. Meteor., **8**, 423-430.
- Lindsay E. H., Fahlbusch V., Mein P., 1989 - *European Neogene Mammal Chronology*. NATO ASI Series A: Life Sciences, 180. New York.
- Lowrie W., 1990 - *Identification of ferromagnetic minerals in a rock by coercitivity and unblocking temperature properties*. Geophys. Res. Lett., **17**, 159-162.
- Lozek V., 1964 - *Quartärmollusken der Tschechoslowakei*. Rozpr. Ustr. Ust. Geol., **31**, 1-370.
- Lüttig G., 1955 - *Die Ostrakoden des Interglazials von Elze*. Paläont. Z., **22**(3-4), 146-169.
- Mai D. H., 1971 - *Über fossile Lauraceae und Theaceae in Mitteleuropa*. Feddes Rep., **82**, 313-341.
- Mai D. H. & Walther H., 1988 - *Die pliozänen Floren von Thüringen Deutsche Demokratische Republik*. Quartärpaläont., **7**, 55-297.
- Maltman A., 1984 - *On the term "soft-sediment deformation"*. J. Struct. Geol., **6**, 589-92.
- Mandelstam M. I. & Schneider G. F., 1963 - *Iskopaemye ostrakody SSSR. Semeystvo Cyprididae*. Trudy VNIGRI, 1-330.
- Marasti R. & Raffi S., 1976 - *Osservazioni biostratigrafiche e paleoecologiche sulla malacofauna del Piacenziano di Maiatico (Parma, Emilia occidentale)*. Boll. Soc. Pal. It., **15**, 189-214.
- Martinetto E., 1993 - *Paleocarpological investigations in the Pliocene of Piedmont (Italy)*. In: Pländerova, E. et al. (eds.): *"Paleofloristic and paleoclimatic changes during Cretaceous and Tertiary"*, pp. 187-190, Bratislava, 1993.
- Martinetto E., 1994 - *Analisi paleocarpologica dei depositi continentali pliocenici della Stura di Lanzo*. Boll. Mus. Reg. Sc. Nat. Torino, **12**(1), 137-172.
- Martinetto E., 1995 - *Significato cronologico e paleoambientale dei macrofossili vegetali nell'inquadramento stratigrafico del "Villafranchiano" di alcuni settori del Piemonte (Italia NW)*. Tesi di Dottorato di Ricerca, VII Ciclo, Consorzio Torino-Genova-Cagliari, 149 pp., Dip.to di Scienze della Terra, Università degli Studi di Torino.
- McDougall I. & Wensink H., 1966 - *Paleomagnetism and geochronology of the Pliocene-Pleistocene lavas in Iceland*. Earth Planet. Sc. Letters, **1**, 232-236.
- McKenzie K.G., 1971 - *Palaeozoogeography of freshwater ostracoda*. In: Oertli H.J. (Ed.) *"Paléoécologie des Ostracodes"*. Bull. Centre Rech. Pau-SNPA, 5 (suppl), 207-237.
- Meisch C., 1987 - *Ostracodes d'eau douce récoltés dans le sud-ouest de la France (Crustacea, Ostracoda)*. Bull. Soc. Nat. Luxemb., **87**, 89-118, Luxembourg.
- Meneghini M. & Paganelli A., 1993 - *The fossil forest of Dunarobba (Umbria, Central Italy): paleoforestry, history through a palynological study*. Biogeography, **17**, 101-111.
- Ministero dei Lavori Pubblici, 1976 - *Distribuzione della temperatura in Italia nel periodo 1926-1966*. Serv. Idrogr., **21**, II ed., Italia Centrale.
- Molinari Paganelli V., 1978 - *Ostracodi pleistocenici di Torre in Pietra, Roma*. Quaternaria, **20**, 263-295.
- Montefameglio L., Pavia G. & Rosa D., 1979 - *Associazione a molluschi del Tabianiano del Basso Monferrato (Alba, Italia NW)*. Boll. Soc. Pal. It., **12**, 173-199.
- Moore P. D. & Webb P. D., 1978 - *An illustrated guide to Pollen Analysis*. Hodder & Stoughton, London.
- Naylor R.D., Kalkreuth W. & Yeo G.M., 1989 - *Stratigraphy, sedimentology and depositional environments of the coal-bearing Stellarton Formation, Nova Scotia*. In: *Contributions to Canadian Coal Geoscience*. Geol. Surv. Canada Bull., **89**(8), 2-13.
- Neale J.W., 1988 - *Ostracods and paleosalinity reconstruction*. In: De Deckker P., Colin J. P. & Peypouquet J.P. (Eds.) *"Ostracoda in the Earth Sciences"*, 125-155, Elsevier, Amsterdam.
- North American Commission on Stratigraphic Nomenclature, 1983 - *North American Stratigraphic Code*. Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull., **67**(5), 841-875.
- Orombelli G. & Gnaccolini M., 1978 - *Composizione petrografica e provenienza del ceppo d'Adda*. Gr. St. Quat. Padano, **4**, 7-30.
- Paganelli A., 1961 - *Ricerche sul Quaternario della Pianura Padana. II. Analisi polliniche di sedimenti torbo lacustri di Ca' Marcozzi (Delta Padano)*. Rend. Ist. Sc. Univ. Camerino, **2**, fasc. 1, 83-96.
- Palamarev E., 1989 - *Paleobotanical evidences of the Tertiary history and origin of the Mediterranean sclerophyll dendroflora*. Pl. Syst. Evol., **162**, 93-107.
- Parona C. F., 1924 - *Trattato di geologia*. II ed., 648 pp., Vallardi, Milano.
- Pasquaré G., Abbate E., Bosi C., Castiglioni G. B., Merenda L., Mutti E., Orombelli G., Ortolani F., Parotto M., Pignone R., Polino R., Premoli Silva I., & Sassi F. P., 1992 - *Carta Geologica d'Italia 1:50.000. Guida al Rilevamento*. 203 pp., Ist. Poligr. Zecca Stato, Roma.
- Pavia G., Chiambretto L. & Oreggia G., 1989 - *Paleocomunità a molluschi nel Pliocene inferiore di Breolungi (Mondovì, Italia NW)*. In: Di Geronimo S. (ed.), *Atti del 3° Simposio di Ecologia e Paleoecologia delle comunità bentoniche*. Catania, 521-569.
- Péres J.M. & Picard J., 1964 - *Nouveau manuel de biologie benthique de la Mer Méditerranée*. Rec. Trav. St. Mar. Endoume, **31**, 137 pp.
- Piana F. & Polino R., 1994 - *La zona transpessiva di Rio Freddo e l'evoluzione convergente della Collina di Torino e del Monferrato durante il Terziario*. Atti Tic. Sc. Terra, ser. spec., **1**, 167-180.
- Picard J., 1965 - *Recherches qualitatives sur les biocénoses marines des substrats meubles dragables de*

- la région marseillaise. Rec. Trav. St. Mar. Endoume, **36**, 160 pp.
- Polino R., Gelati R., Rossi P. M., Biella G. & De Franco R., 1992 - *Crustal structures beneath the Southern Piemonte (North-Western Italy): consequences on kinematic of the Alps/Apennine Boundary*. Géol. Alpine, sér. spéc., Résumés de colloques, **1**, 74-75.
- Raffi S. & Marasti R., 1982 - *The Mediterranean bioprovince from the Pliocene to the Recent: observations and hypotheses based on the evolution of the taxonomic diversity of molluscs*. Proc. 1st Intern. Meet. Paleontology, Essential of historical Geology, Venezia, 151-177.
- Raffi S., Stanley S. M. & Marasti R., 1985 - *Biogeographic patterns and Plio-Pleistocene extinction of Bivalvia in the Mediterranean and southern North Sea*. Paleobiol., **11**, 368-388.
- Reid C. & E. M., 1915 - *The Pliocene floras of the Dutch-Prussian border*. Meded. Rijksosp. Delft., **6**, 1-178.
- Reineck H.E., 1972 - *Tidal flat*. In: Rigby J. K. & Hamblin W.K., *Recognition of Ancient Sedimentary Environments*. Soc. Econ. Pal. Min., sp. publ., **16**, 146-159.
- Reineck H. E., 1975 - *German North Sea tidal flat*. In: Ginsburg R. N. (ed.), *Tidal deposits: a casebook of recent example and fossil counterpart*. 5-12, Springer-Verlag, New York.
- Reineck H.E. & Singh I.B., 1973 - *Depositional sedimentary environments*. Springer Verlag, 439 pp.
- Richmond G.M. & Fullerton D.S., 1986 - *Introduction to Quaternary glaciations in the United States of America*. In: Sibrava V., Bowen D.Q. & Richmond G.M. (eds.), *Quaternary glaciations in northern hemisphere*. Report of the I.G.C.P. 24., Quat. Sc. Rew., **5**.
- Rio D., Sprovieri R. & Di Stefano E., 1994 - *The Gelian Stage: a proposal of a new chronostratigraphic unit of the Pliocene Series*. Riv. It. Paleont. Strat., **100**(1), 103-124.
- Rio D., Sprovieri R., Raffi I. & Valleri G., 1988 - *Biostratigrafia e paleoecologia della sezione stratotipica del Piacenziano*. Boll. Soc. Paleont. It., **27**(2)(1987), 213-238.
- Rio D., Sprovieri R. & Thunell R., 1991 - *Pliocene-lower Pleistocene chronostratigraphy: a re-evaluation of Mediterranean type sections*. Bull. Geol. Soc. Amer., **103**, 1049-1058.
- Rudolph K., 1935 - *Mikrofloristische Untersuchung tierischer Ablagerungen im nordlichen Bohmen*. Beihefte Bot. Centralb., Abt. B, **54**, 244-328.
- Sacco F., 1886 - *La Valle della Stura di Cuneo dal Ponte dell'Olla a Bra e Cherasco*. Atti Soc. It. Sc. Nat., **29**, 1-75.
- Sampo' M., Zappi L. & Caretto P.G., 1968 - *Les Foraminifères de l'Astien*. Giorn. Geol., **35**(1967), 277-293.
- Savelli C. & Pasini G., 1973 - *Preliminary results of K-Ar dating basalts from eastern Sardinia and the gulf of Orosei (Thyrrhenian Sea)*. Giorn. Geol., ser. 2, **39**, 303-312.
- Scarselli S., 1990 - *Variazioni nelle malacofaune plioceniche della sommità delle Argille di Lugagnano ad Ovest di Asti*. Tesi di laurea ined., Univ. di Torino.
- Schlickum W.R. & Strauch F., 1979 - *Die Land- und Süßwassermollusken der pliozänen Deckschichten der rheinischen Braunkohle*. Abh. Senckenb. Naturf. Ges., **536**, 1-144.
- Schroeder R.A. & Bada J.L., 1976 - *A review of the geochemical applications of the amino acid racemization reaction*. Earth Sc. Rev., **12**, 347-391.
- Sokac A., 1978 - *Pleistocene Ostracode fauna of the Panninian Basin in Croatia*. Palaeont. Jugosl., **20**, 1-51, Zagreb.
- Spicer R.A. & Wolfe J.A., 1987 - *Plant taphonomy of late Holocene deposits in Trinity (Clair Engle) Lake, northern California*. Paleobiol., **13**(2), 227-245.
- Stenzel H.B., 1971 - *Treatise on Invertebrate Paleontology. Part N, Mollusca 6, Bivalvia*. Geol. Soc. Amer., **3**, 953-1124.
- Straub E.W., 1952 - *Mikropaläontologische Untersuchungen im Tertiär zwischen Ehingen und Ulm a.d. Donau*. Geol. Jahrb., **66**, 433-524.
- Thomasson J.R., 1991 - *Sediment-borne "seeds" from Sand Creek northwestern Kansas: taphonomic significance and paleoecological and paleoenvironmental implications*. Paleogeogr. Paleoclimatol. Paleocol., **85**, 213-225.
- Truc G., 1971 - *Gastropodes continentaux neogenes du Bassin Rhodanien*. Doc. Lab. Géol. Univ. Lyon, H.S., 79-129.
- Turner C., 1985 - *Problems and pitfalls in the application of palynology to Pleistocene archeological sites in Western Europe*. CNRS, Centre Rech. Notes Monograph., N. 17, Palynology, Part. I. Spores and Pollen, Dowden, Hutchinson & Ross. Inc. Stoudsburg, 53-93.
- Van Der Graaf F.R., 1972 - *Fluvial-deltaic facies of the Castlegate Sandstone (Cretaceous), east-central Utah*. Journ. Sed. Petrol., **42**, 558-571
- Venzo S., 1965 - *The Plio-Pleistocene boundary in Italy*. Rep. 6th Int. INQUA Congr., Warsaw.
- Venzo S., 1968 - *New data on the Pliocene-Pleistocene boundary in Northern Italy, western Emilly and Lombardy, Po Valley*. 7th INQUA Congr. - Glaciation of the Alps, Boulder, Colorado (1965), Proc., **8**, 349-363.
- Vialli V., 1956 - *Sul Rinoceronte e l'Elefante dei livelli superiori della serie di Lefte (Bergamo)*. Mem. Soc. It. Sc. Nat. Mus. Civ. St. Nat. Milano, **12**, 1-70.
- Wang C. W., 1961 - *The forests of China with a survey of grassland and desert vegetation*. 313 pp., Maria Moores Cabot Foundation Publ. ser. 5, Harvard Univ., Cambridge, Mass.
- Whitley R.C., 1988 - *Population structure of ostracods: some general principles for the recognitions of palaeoenvironments*. In: De Deckker P., Colin J. P. & Peypouquet J. P. (Eds.) "Ostracoda in the Earth Sciences", 245-256, Elsevier, Amsterdam.
- Wolfe J.A., 1971 - *Tertiary climatic fluctuations and methods of analysis of tertiary floras*. Paleogeogr. Paleoclimatol. Paleocol., **9**, 27-57.
- Wright V.P., 1989 - *Geomorphic and stratigraphic relationships of alluvial soils: a guide for interpreting ancient paleosol-bearing sequences*. In: Allen J.R.L. & Wright V.P., *Paleosols in Siliciclastic Sequences*, P.R.I.S. University of Reading, 49-69.
- Zubakov V.A. & Borzenkova I.I., 1990 - *Global Paleoclimate of the Late Cenozoic*. Elsevier, Amsterdam, 453 pp.

APPENDICE

Elenco dei toponimi citati nel testo
e relativi codici di localizzazione

Aguggia	(G14)	Cimitero di Dusino	(C9)
Bric Grosso	(D10)	Dusino	(C8)
Bric Ottanto	(D1)	Ferrere	(D14)
Bric Castiglione	(Fuori area)	Fontana Renenta	(Fuori area)
Bricco Visconti	(D11)	Fomace R.D.B.	(F9-G9)
Cà Nuova	(G5)	Goria	(E8)
Campia	(H5)	Grangia	(Fuori area)
Cascina Arondelli	(H8)	Madonna di Casale	(C3)
Cascina Bello	(G11)	Madonna di Casale	(C3)
Cascina Beltramo	(H6)	Madonna di Vignole	(E14)
Cascina Bergandina	(Fuori area)	Madonna di Volpiglio	(F7)
Cascina Bonoma	(F12)	Maretto	(H6)
Cascina Bric Massocco	(G1)	Montafia	(G1)
Cascina Ciochero	(B3)	Montafia	(G1)
Cascina Crotino	(F9)	Monte Serpe	(G15)
Cascina Cuneo	(B13)	Morra	(G12)
Cascina del Re	(H6)	Off. Meccanica	(D13)
Cascina Fabbrica	(F13)	Pangeri	(G4)
Cascina Fré	(E13)	Peso	(G7)
Cascina Gamarina	(F12)	Rio Stanavasso	(C11)
Cascina Gherba	(F10)	Ronco	(G14)
Cascina Gianotti	(B13)	Sant'Andrea	(B11)
Cascina Girola	(Fuori area)	Sant'Anna	(C10)
Cascina Gonetti	(Fuori area)	San Grato	(E8)
Cascina Guzzanti	(Fuori area)	San Michele d'Asti	(B9)
Cascina Materfino	(C13)	San Paolo Solbrito	(C5)
Cascina Melona	(F5)	San Sebastiano	(B12)
Cascina Migliarina	(F4)	Savi	(B2)
Cascina Monsotto	(D5)	Scannagatti	(B12)
Cascina Montearadore	(G7)	Serra di Balla	(D12)
Cascina Mottura	(E14)	Serra Molina	(C13)
Cascina Nicolini	(G7)	Serralunga	(I11)
Cascina Nuova	(G5)	Simonetti	(G6)
Cascina Oggero	(G8)	Valfenera	(B11)
Cascina Pelvei	(C4)	Valmezzana	(H3)
Cascina Pessina	(E4)	Villafranca d'Asti	(G10)
Cascina Pigella	(Fuori area)	Villata	(B14)
Cascina Ravizza	(D2)		
Cascina San Martino	(H8)		
Cascina Sticca	(E10)		
Cascina Sussambrina	(Fuori area)		
Cascina Venturello	(Fuori area)		
Cascina Viarengo	(D3)		
Cascina Volpiano	(C13)		
Casa Bruciate	(I11)		
Casa Gianni	(B1)		
Cava Arboschio	(H11)		
Cava Mottura	(E14)		

Testo definitivo ricevuto: 26 Aprile 1996
Text received: April 26, 1996