

STRATIGRAFIA E SEDIMENTOLOGIA DEI DEPOSITI FLUVIOLACUSTRI PLIO-PLEISTOCENICI DELL'AREA NORD OCCIDENTALE DEL VALDARNO SUPERIORE (TOSCANA)

MARCO BENVENUTI *

Key-words: Stratigraphy, Facies analysis, Fluvio-lacustrine deposits, Biochronology, Paleogeography, Upper Valdarno, Plio-Pleistocene.

Abstract. In this paper are exposed the results of stratigraphical and sedimentary analysis carried out in the north-western side of the Plio-Pleistocene fluvio-lacustrine upper Valdarno basin. The deposits of Montevarchi and Torrente Ciuffenna Successions were mapped. These deposits originated during the second and third phases, respectively, of a three-phases sedimentary history. They are separated by an erosional surface extended on the whole basin. According to the existing literature the chronostratigraphic gap extends from the upper part of the Early Pleistocene to the lower part of the Middle Pleistocene. The studied Successions can be classified using the unconformity-bounded stratigraphic units nomenclature. The Sinthem term is proposed replacing the Succession term.

The sedimentary evolution of the studied area is reconstructed starting from the Upper Pliocene. During the deposition of the Montevarchi Sinthem, a fluvio-lacustrine setting developed in this area. Facies analysis made it possible to recognize coarse-grained fan deltas prograding into a shallow lacustrine environment. The fan delta succession records significant tectonically induced variations of the clastic input. The lower part of the fan delta succession is characterized by calcareous-arenaceous conglomerates of north-western provenance. A subsequent rise of the Pratomagno chain led to a predominance of arenaceous clastic material of eastern provenance. In the fan deltas deposits mammal fossils belonging to the Late Villafranchian and probably to the Early Galerian have been recovered. According to these data the fluvio-lacustrine succession developed until the upper part of Lower Pleistocene. The unconformity separating the second and third phase may cover a smaller span of time in the studied area.

In the third depositional phase an alluvial setting replaced the fluvio-lacustrine one previously developed. The alluvial fan succession building up the Torrente Ciuffenna Sinthem, filled the basin during the Middle Pleistocene. The erosion of the northern threshold closing the basin for the most part of the Pleistocene, induced in the Late Pleistocene the beginning of the erosive phase. On the whole the depositional evolution of the studied area was tectonically controlled. The climatic influence over the sedimentation was of lesser importance.

Generalità.

Il bacino del Valdarno superiore, situato a sud est di Firenze, si sviluppa in direzione NW-SE per una lunghezza di 35 km e una larghezza di 15 km (Fig. 1). La

* Dipartimento di Scienze della Terra, Via La Pira 4, 50100 Firenze.

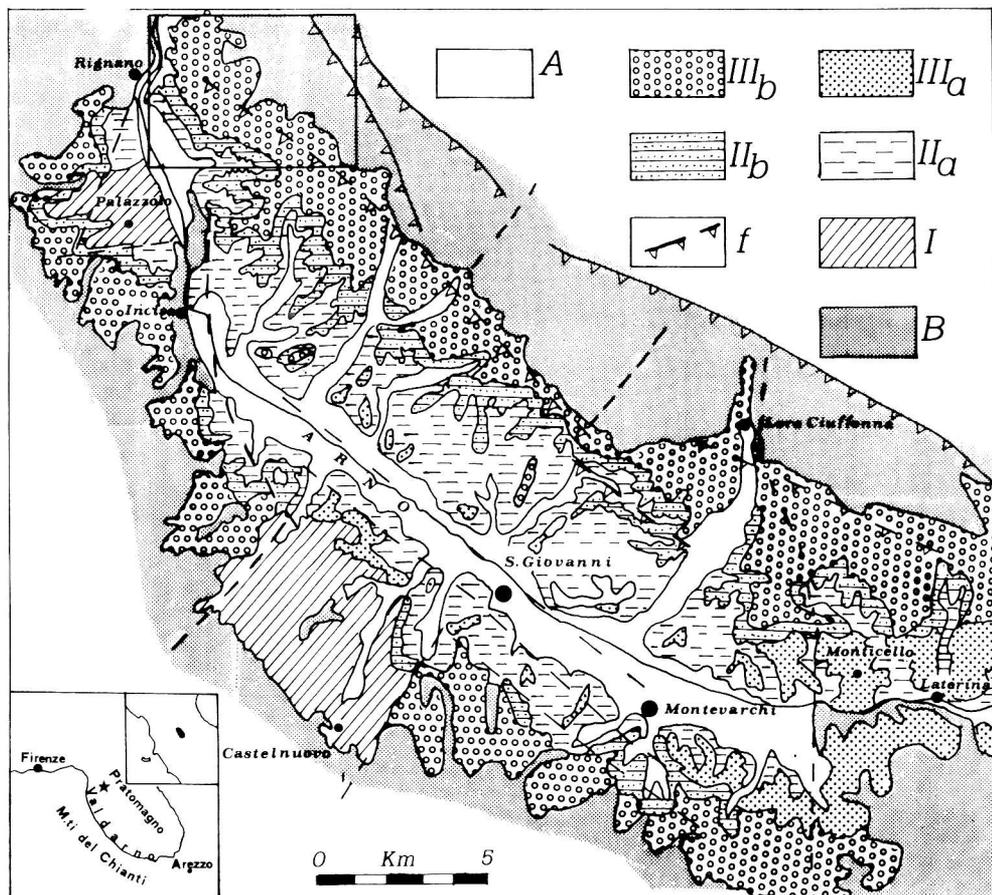


Fig. 1 - Schema geologico sintetico del Valdarno superiore ed ubicazione dell'area studiata. Legenda dei simboli: A) alluvioni recenti; IIIa) Successione di Monticello-Ciuffenna: depositi fluviali di Monticello (III fase); IIIb) Successione di Monticello-Ciuffenna: depositi di conoide alluvionale del Torrente Ciuffenna (III fase); IIa) Successione di Montevarchi: depositi lacustri (II fase); IIb) Successione di Montevarchi: depositi di delta conoide (II fase); I) Successione di Castelnuovo dei Sabbioni (I fase); B) depositi prelacustri. (modificato da Sagri, 1991).

sua origine è legata al regime estensionale che ha caratterizzato l'evoluzione strutturale neogenico-quadernaria del versante tirrenico dell'Appennino settentrionale. La storia sedimentaria del Valdarno superiore comprende tre fasi deposizionali sviluppatasi tra il Pliocene medio ed il Pleistocene medio-superiore. Durante tali fasi si sono deposte tre successioni separate da discordanze angolari, hiatus deposizionali e superfici erosive estese su tutto il bacino (Merla & Abbate, 1967; Azzaroli & Lazzeri, 1977; Abbate, 1983; Magi, 1989; Sagri, 1991; Bossio et al., in stampa).

Evoluzione deposizionale del Valdarno superiore.

Nel Pliocene medio durante la I fase si sono sviluppati sul bordo sudoccidentale del Valdarno due piccoli bacini fluviolacustri. In tali bacini si sono depositi i depositi della Successione di Castelnuovo dei Sabbioni (Fig. 1; I). Verso la fine del Pliocene nuovi movimenti tettonici hanno ampliato notevolmente il bacino segnando la chiusura della I fase. La lacuna stratigrafica tra i depositi della I e II fase deposizionale comprende secondo i dati biocronologici, parte del Pliocene medio e parte del Pliocene superiore (sensu Colalongo & Sartoni, 1979; Fig. 6).

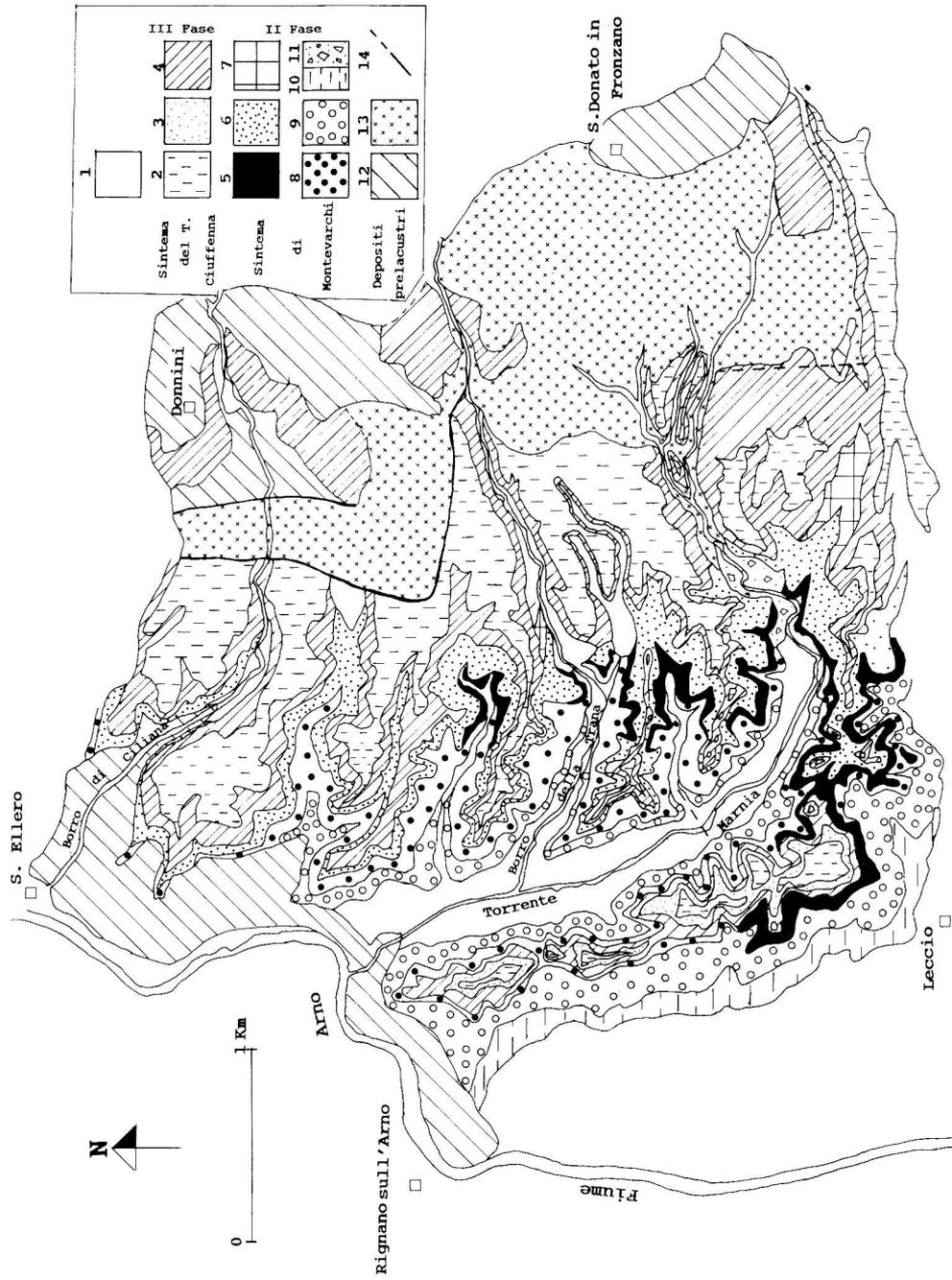
La II fase deposizionale sviluppatasi nella parte superiore del Pliocene superiore (D. Torre, comunicazione personale) è stata caratterizzata ancora da sedimentazione fluviolacustre ed è rappresentata dai depositi della Successione di Montevarchi (Fig. 1; IIa, IIb).

Nel Pleistocene medio una nuova fase tettonica ha segnato la chiusura della II fase e l'inizio della III fase deposizionale. Durante quest'ultima fase si sono accumulati i depositi della terza successione (Successione di Monticello-Ciuffenna) costituiti dai sedimenti fluviali di Monticello (Fig. 1; IIIa) e da quelli di conoidi alluvionali del Torrente Ciuffenna (Fig. 1; IIIb). La vacuità erosiva che segna il limite tra II e III fase sembra comprendere secondo i dati biocronologici attualmente disponibili la fine del Pleistocene inferiore e la parte iniziale del Pleistocene medio (Fig. 6). L'evoluzione strutturale di quest'area è stata principalmente controllata dalla tettonica distensiva. Sistemi di faglie normali ad andamento NW-SE maggiormente attivi sul lato orientale del Valdarno superiore hanno conferito al bacino una geometria asimmetrica. Sono inoltre presenti strutture trasversali che suddividono il Valdarno superiore in due sub-bacini. La soglia di Incisa Valdarno separa infatti il Valdarno superiore dal bacino di Palazzolo-Rignano a NW (Fig. 1). Quest'ultimo è rimasto chiuso a NW per gran parte del Pleistocene inducendo nel Valdarno superiore uno sviluppo idrografico con drenaggio opposto all'attuale (Merla & Abbate, 1967; Azzaroli & Lazzeri, 1977; Venturini, 1977; Bartolini & Pranzini, 1981; Capigatti, 1985). Un recentissimo studio (Bonini & Sani, in stampa) descrive più in dettaglio le caratteristiche mesostrutturali dei depositi fluviolacustri dell'area in esame.

Lo studio stratigrafico e sedimentologico riportato in questa nota ha lo scopo di ricostruire la storia sedimentaria del settore nordorientale del sub-bacino di Palazzolo-Rignano e di verificare se questa ha avuto sviluppi diversi rispetto a quanto riscontrato nella porzione centro-meridionale del Valdarno superiore (Billi et al., 1987; Magi, 1989; Billi et al., 1991; Sagri, 1991).

I depositi fluviolacustri plio-pleistocenici del bacino di Palazzolo-Rignano.

Durante la fase di cartografia si è cercato anche considerando il contributo dei precedenti lavori (vedi sopra), di definire appropriate unità stratigrafiche che meglio



rappresentassero le successioni esaminate. Questa elaborazione ci ha indotto ad affrontare più in generale, il problema dei criteri stratigrafici applicabili nello studio del Quaternario continentale. La Guida al rilevamento della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50000 (Commissione Cartografia Geologica e Geomorfologica, in stampa) oltre alla revisione delle diverse categorie stratigrafiche, affronta su questo argomento alcuni problemi metodologici. L'evoluzione delle successioni continentali quaternarie comprende frequentemente una storia policiclica molto complessa e quindi di difficile interpretazione. Le superfici separanti successivi cicli di sedimentazione segnano alcune tappe significative di questa storia potendo rappresentare nel contempo, fasi di erosione, di non deposizione e/o di accumulo e quindi risultare diacrone.

Per queste caratteristiche l'approccio cronostratigrafico viene ormai ritenuto poco adatto alla cartografia del Quaternario continentale. Due possibili categorie stratigrafiche sembrano possedere il maggior numero di requisiti per lo studio di queste successioni: da un lato le unità a limiti inconformi (all'unità, North American Commission Stratigraphic Nomenclature, 1983; Unconformity-Bounded Stratigraphic Units, International Subcommission Stratigraphic Nomenclature, 1987) dall'altro le unità litostratigrafiche, anche se utilizzate in senso non strettamente rispondente alla loro definizione. Allo stato attuale la scelta sembra ricadere sulla seconda possibilità, ovvero sull'uso di unità litostratigrafiche abbinata alle superfici di inconformità che le separano. L'utilizzo "ibrido" di diverse unità stratigrafiche permette operativamente di comprendere un maggior numero di informazioni e di evitare le limitazioni che ogni singola unità possiede (si veda la discussione in CCGG, in stampa; cap. I). Nel caso qui presentato si considerano appunto raggruppamenti litostratigrafici separati da superfici di inconformità che sembrano ben classificabili come Sintemi (ISSC, 1987, fig.1a, p. 235; CCGG, in stampa). Tale termine viene applicato per la prima volta ai depositi del Valdarno superiore. Questo studio si innesta nello sviluppo di ricerche condotte in questo bacino da oltre 20 anni nel corso dei quali sono state affrontate le stesse problematiche metodologiche espresse sopra. L'approccio litostratigrafico e bio-cronologico iniziale (Merla & Abbate, 1967; Azzaroli & Lazzeri, 1977; Abbate, 1983) è stato in tempi successivi arricchito da informazioni sedimentologiche e dal riconoscimento di superfici di inconformità estese su tutto il bacino e separanti i raggruppamenti litostratigrafici riconosciuti (Magi, 1989; Bossio et al., in stampa). E' significativa quindi la convergenza concettuale ed operativa tra le ricerche condotte nel Valdarno superiore e le linee ed i propositi della moderna stratigrafia e cartografia delle successioni continentali del Quaternario.

Fig. 2 - Carta geologica schematica dell'area studiata. Legenda dei simboli: 1) alluvioni e colluvi recenti; 2) Limi di Pian di Tegna; 3) Sabbie del Tasso; 4) Ciottolami di Loro Ciuffenna; 5) Sabbie di Borro Cave; 6) Ciottolami e Sabbie di Casa la Querce; 7) Ciottolami di Casa la Penna; 8) Conglomerati del Leccio: porzione ad elementi calcarei; 9) Conglomerati del Leccio: porzione ad elementi arena-co-calcarei; 10) Limi e Sabbie del Torrente Oreno; 11) accumuli caotici associati alla deposizione lacustre; 12) terreni del complesso Ligure e sub-ligure; 13) Arenarie del Pratomagno; 14) faglia.

Descrizione e interpretazione.

I terreni continentali cartografati (Fig. 2) comprendono i depositi del Sintema di Montevarchi (II fase) e del Sintema del Torrente Ciuffenna (III fase). Tali depositi sono discordanti su un substrato costituito in quest'area dalle Arenarie del Pratomagno a est e dai complessi Liguri e sub-liguri a N-NW (Pietraforte-Formazione di Monte Morello-Complesso Caotico).

Sintema di Montevarchi (II fase).

Nella Valle del Torrente Marnia affiorano 6 unità ascrivibili a questo Sintema depositi in ambiente lacustro-palustre e di delta conoide. I Limi e Sabbie del Torrente Oreno rappresentano i depositi lacustri mentre i Conglomerati del Leccio, le Sabbie di Borro Cave, i Ciottolami e Sabbie di Casa la Querce e i Ciottolami di Casa la Penna costituiscono i depositi di delta conoide.

Depositi lacustro-palustri.

Limi e Sabbie del Torrente Oreno.

Alternanze irregolari di limi e argille limoso-sabbiose di colore grigio-azzurro massicce o a laminazione pianoparallela orizzontale. Sono talora presenti lenti di sabbie e ghiaie ad elementi arenaceo-calcarei. Paleosuoli, bioturbazione da radici e tracce di sostanza organica sono inoltre caratteristiche diffuse. I Limi e Sabbie del Torrente Oreno passano lateralmente e verticalmente ai depositi di delta conoide. Nella porzione medio-alta del Torrente Marnia affiorano accumuli caotici di pezzame arenaceo che vengono considerati per i rapporti litostratigrafici, coevi con i Limi e Sabbie del Torrente Oreno.

Questi sedimenti si sono depositi in un ambiente palustre o lacustre poco profondo, attraverso la decantazione di materiale fine con sporadici episodi di apporti più grossolani, associati alla progradazione di delta conoidi. Le frequenti oscillazioni del livello del lago legate a variazioni climatiche, hanno causato la temporanea emersione del fondo con locale sviluppo di suoli ed erosioni subaeree. Vicino ai margini orientali del bacino si sono intercalati a questi depositi gli accumuli grossolani caotici causati da movimenti franosi, probabilmente innescati dall'attività tettonica dei versanti.

Depositi di delta conoide.

Conglomerati del Leccio.

Sulla base della variazione verticale della composizione litologica dei clasti, questa unità viene suddivisa in due parti: una inferiore ad elementi calcarei e una superiore ad elementi arenaceo-calcarei. Queste due porzioni sono separate in tutta l'area da una superficie netta (Fig. 3).



Fig. 3 - Panoramica dei Conglomerati del Leccio (II fase, Sintema di Montevarchi: depositi di delta conoide) affioranti nella valle del Torrente Marnia. La linea tratteggiata segna il limite tra porzione inferiore ad elementi calcarei (c.) e superiore ad elementi arenaceo-calcarei (a.c).

Porzione inferiore ad elementi calcarei. Ciottolami ad elementi calcareo-marnosi e calcarenitici riferibili alle litologie dei complessi liguri e sub-liguri, in banchi alternati irregolarmente verso l'alto a sabbie e limi sabbiosi di colore grigio-giallastro. I ciottolami presentano una tessitura grano-sostenuta, sono mediamente cerniti ed embriciati indicando provenienze nord-occidentali, talora a stratificazione incrociata concava. I livelli sabbioso-limosi sono massicci o con laminazioni pianoparallele orizzontali, talvolta inclinate. Lo spessore è di circa 30-35 m. In questi depositi vengono segnalate faune del Villafranchiano superiore (Capigatti, 1985).

Porzione superiore ad elementi arenaceo-calcarei. Alternanze irregolari di ciottolami ad elementi arenaceo-calcarei in banchi da 1 a 4 m di spessore e sabbie limose giallastre. I ciottolami grano-sostenuti sono da scarsamente a moderatamente classati e mediamente embriciati con provenienze da N-NW. I banchi conglomeratici poggiano con contatto erosivo sulle sabbie limose intercalate mediamente spesse da 1 a 2 metri, prevalentemente massicce e pedogenizzate. Questi depositi spessi circa 20-25 m, sono sormontati dalle Sabbie di Borro Cave nel settore centrale dell'area studiata e dai Ciottolami e Sabbie di Casa la Querce verso monte. Durante questo studio sono stati trovati al tetto della porzione superiore, alcuni denti di un equide (*Equus* cf. *bressanus* Viret, 1954) che si colloca stratigraficamente tra la parte alta del Pleistocene inferiore ed il primo Pleistocene medio.

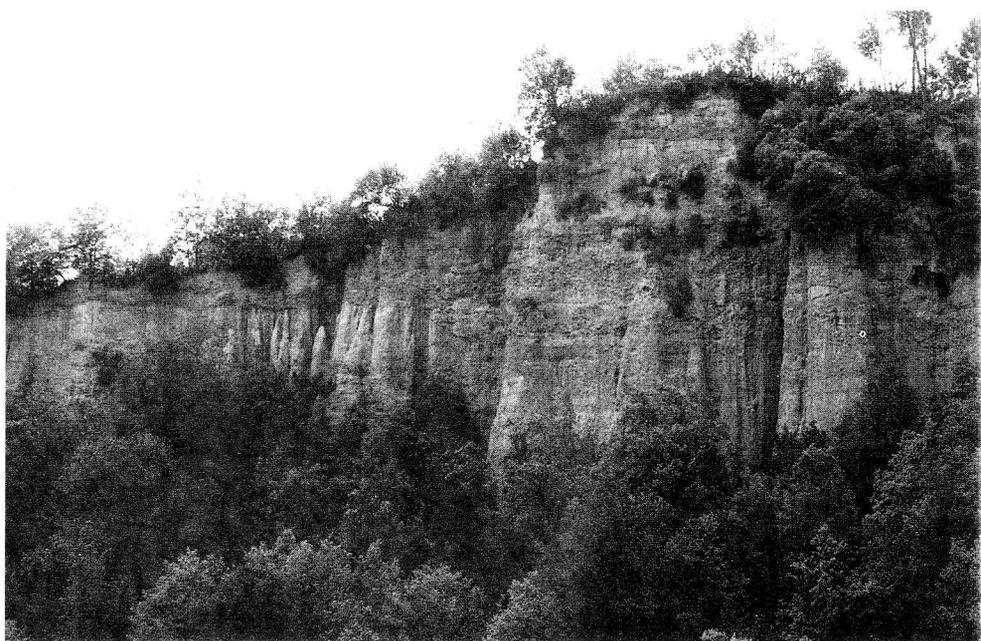


Fig. 4 - Ciottolami e Sabbie di Casa la Querce (II fase, Sintema di Montevarchi: depositi di delta conoide); è ben visibile la caratteristica alternanza irregolare tra corpi conglomeratici e sabbie limose dal tipico aspetto a "canne d'organo".

Sabbie di Borro Cave.

Sabbie limose e limi sabbiosi grigio-giallastri massicci con lenti di ghiaie ad elementi arenacei, irregolarmente alternati e frequentemente pedogenizzati. Questa unità spessa circa 15-20 m, passa gradualmente verso monte ai Ciottolami e Sabbie di Casa la Querce, mentre verso il centro del bacino è sormontata dal Sintema del Torrente Ciuffenna (III fase).

Ciottolami e Sabbie di Casa la Querce.

Alternanze irregolari di banchi e lenti sabbiose o sabbioso-limose e ciottolami ad elementi arenacei (Fig. 4). I ciottolami sono grano-sostenuti generalmente ben classati ed embriciati indicando apporti da E-NE. Le sabbie e i limi intercalati, spesso pedogenizzati, sono massicci e/o a laminazione pianoparallela orizzontale ed inclinata. Lo spessore raggiunge i 35-40 m verso monte dove l'unità passa gradualmente ai Ciottolami di Casa la Penna, mentre in tutta l'area è sormontata dal Sistema del Torrente Ciuffenna.

Ciottolami di Casa la Penna.

Ciottolami ad elementi arenacei polimodali grano-sostenuti, scarsamente classati ed embriciati, in matrice sabbioso-siltosa. Questi depositi affiorano nelle porzioni me-

dio-alte del Torrente Marnia e del Borro della Trana per uno spessore di 35-40 m e sono sormontati dal Sintema del Torrente Ciuffenna.

Le unità descritte mostrano un' associazione di facies di delta conoide progradante in un bacino lacustre poco profondo (Billi et al., 1991). Tale associazione si sviluppa dai margini a partire da accumuli subaerei del tutto analoghi a quelli riscontrabili in conoidi alluvionali. La porzione subaerea prossimale è caratterizzata da depositi conglomeratici disorganizzati (Ciottolami di Casa la Penna), la cui origine è da riferire a flussi non confinati ad elevata concentrazione di materiale clastico (Billi et al., 1991). Questi depositi mostrano caratteristiche sedimentologiche (tessitura grano-sostenuta, scarsa classazione, mancanza di embriciamento dei clasti) intermedie tra i depositi di flussi gravitativi e quelli di corrente fluviale (flussi "iperconcentrati"; Nemeč & Steel, 1984; Smith, 1986). Depositi con caratteri transizionali, analoghi a quelli descritti, sono tipici nelle associazioni di facies di conoide alluvionale e di delta conoide (Mc Pherson et al., 1988).

Nella porzione subaerea medio-distale sono predominanti gli accumuli di corsi intrecciati (Conglomerati del Leccio; Ciottolami e Sabbie di Casa la Querce), rappresentati da riempimenti di canali poco profondi e accrezione di barre longitudinali (Fig. 5: sez. 2, 3; Fig. 4). Le sabbie e limi sabbiosi alternati ai corpi conglomeratici, costituiscono i depositi di esondazione e di abbandono canale. Sotto corrente si hanno i depositi transizionali alla facies lacustro-palustre (Sabbie di Borro Cave, parte superiore della porzione calcarea dei Conglomerati del Leccio). La deposizione è avvenuta in zone soggette ad oscillazioni del livello del lago, attraverso la progradazione della parte finale dei canali subaerei intrecciati. L'espressione bacinale di questi depositi è rappresentata da barre sabbiose di foce alimentate da singoli canali a bassa sinuosità (Billi et al., 1991).

La sequenza di facies presentata mette in evidenza, in un caso, oscillazioni del livello del lago. Su tutta l'area di affioramento dei Conglomerati del Leccio si riconosce il passaggio dalla facies subaerea medio-distale a quella transizionale ai depositi palustro-lacustri (Fig. 5: sez. 3, porzione calcarea) in risposta all'innalzamento del livello del lago. Il ritorno alla facies fluviale (Fig. 5: sez. 3, porzione arenaceo-calcarea) indica nuovamente la progradazione dei delta conoidi.

Aspetti paleontologici e considerazioni biocronologiche sui depositi di delta conoide.

I depositi fluviolacustri della II fase deposizionale del Valdarno superiore, contengono faune a Mammiferi riferite al Villafranchiano superiore (Azzaroli, 1977; De Giuli, 1983; Azzaroli et al., 1986; De Giuli & Masini, 1986). I più importanti giacimenti fossiliferi sono localizzati nelle facies lacustro-palustri ed in quella subacquea di delta conoide (Sabbie di Borro Cave, vedi Magi, 1989), mentre più rari sono i ritrovamenti nei depositi conglomeratico-sabbiosi subaerei di delta conoide. Nel settore nordoccidentale del Valdarno superiore queste facies hanno fornito alcuni reperti fossili. L'unità dei Conglomerati del Leccio in particolare è risultata fossilifera.

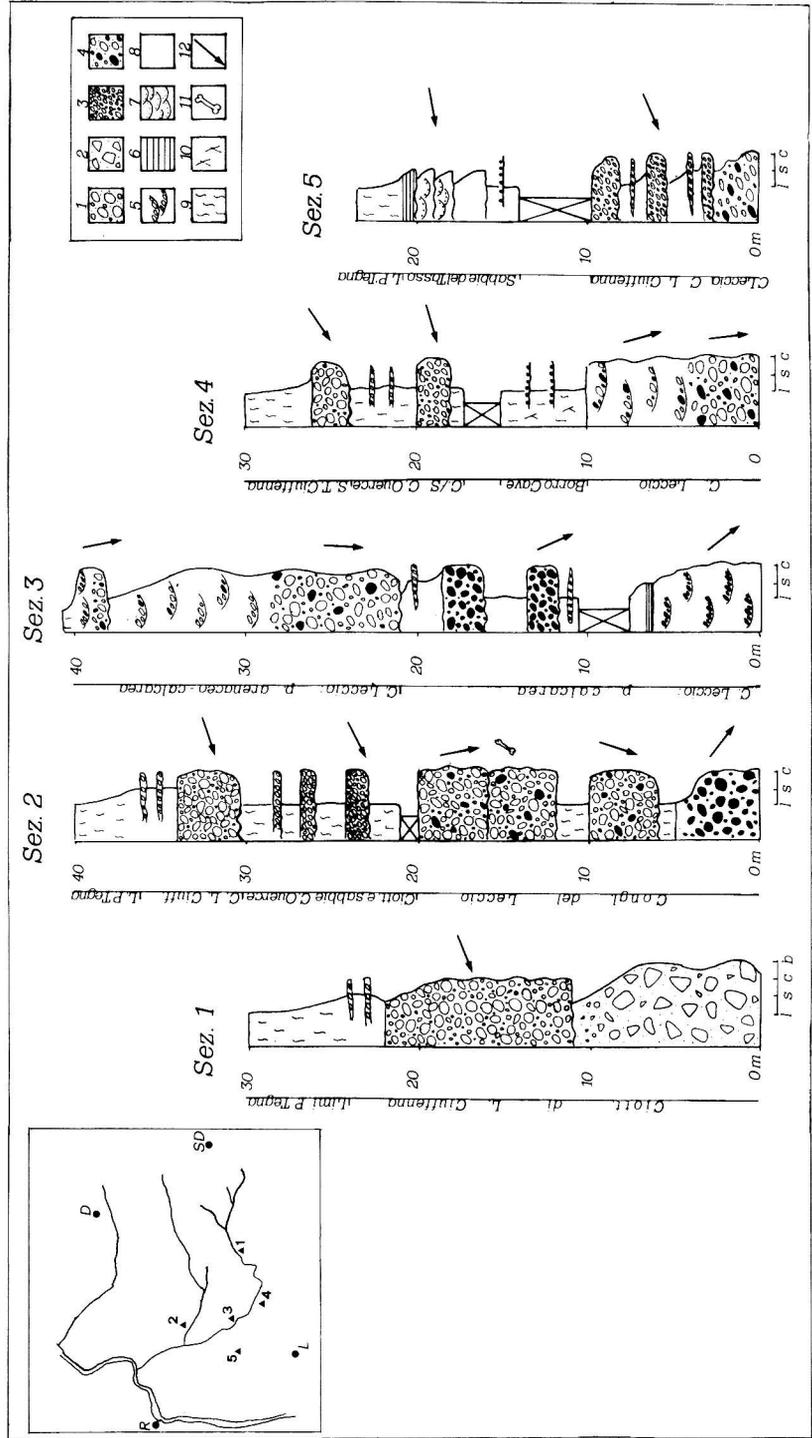


Fig. 5 - Sezioni sedimentologiche misurate. Legenda dei simboli: 1) conglomerati polimodali a tessitura matrice-sostenuta; 2) conglomerati unimodali; 3) conglomerati ad elementi calcarei (in nero) e arenacei; 4) conglomerati unimodali; 5) stratificazione incrociata concava; 6) laminazione pianoparallela orizzontale; 7) laminazione incrociata concava; 8) struttura massiccia; 9) screziature di Fe-Mn; 10) radici; 11) fossili; 12) paleocorrenti. l) limi; s) sabbie; c) ciottolami; b) blocchi.

Un palco di caduta di *Eucladoceros dicranios* Forsyth Major (1879), proviene dalla porzione inferiore ad elementi calcarei di questa unità, precisamente dalle facies sabbioso-conglomeratiche poste alcuni km a SE rispetto ai depositi affioranti nella valle del Torrente Marnia (località Tornia, Capigatti, 1985). Alcuni molari e premolari di un equide sono stati rinvenuti durante questo studio al tetto della stessa unità (porzione arenaceo-calcareo, località Marnia) entro una tasca sabbiosa compresa in un banco conglomeratico (Fig. 5; sez. 2). I resti appartengono ad un cavallo di grandi dimensioni e potrebbero essere riferiti a *Equus* cf. *bressanus* (Prof. A. Azzaroli comunic. pers.), una specie evoluta del gruppo *stenonis*.

Eucladoceros dicranios è un cervide appartenente alle associazioni faunistiche del Villafranchiano superiore (Unità faunistiche Olivola e Tasso; Fig. 6), che individuano le faune classiche della seconda fase fluviolacustre del Valdarno superiore. La presenza

Età	Scala Paleomagnet.	Età a mammiferi		Unità Faunistiche	Valdarno superiore	
		Macromamm.	Micromamm.		Faune Locali	Fasi Sediment.
Sup.						
Medio	0.5	BRUHNES	Post Galeriano	TORINGIANO	Bucine	III
Inferiore	1	P L E I S T O C E N E			Poggitazzi Galleria B.	
	1.5	M A T U M A Y A M A		Farneta	Marnia*	II
Sup.	2			Tasso Olivola	Tornia* Casa Frata Matassino	
Medio	2.5	G A U S S	Inferiore—Superiore—	Senèze S.Vallier		I
Inf.	3		V I L L A F R A N C H I A N O	Montopoli	Castelnuovo	
				— V I L L A N Y A N O — B I H A R I A N O —		

Fig. 6 - Schema biocronologico del Pliocene e del Pleistocene europeo con riferimento al bacino fluviolacustre del Valdarno superiore (modificato da Sala et al. e da Torre et al., in stampa); *: dati discussi nel testo; le linee ondulate indicano la probabile estensione delle lacune.

di questa specie nelle associazioni della successiva Unità Faunistica (U.F. Farneta) è per ora dubbia (F. Masini, comunic. pers.). *Equus bressanus* è una specie che sembra caratterizzare le associazioni faunistiche del Villafranchiano superiore (U.F. Farneta), mentre la sua presenza nelle associazioni dell' U.F. Tasso non è stata finora segnalata e del primo Galeriano. Nonostante le inevitabili limitazioni che si hanno nell'utilizzazione biocronologica di ritrovamenti di singoli taxa, questi dati possono essere significativi. La presenza di *Eucladoceros dicranios* nella porzione inferiore e quella di *Equus* cf. *bressanus* nella porzione superiore dei Conglomerati del Leccio sembrano indicare che tale unità si è deposta durante il Villafranchiano superiore fino ad un non precisato momento corrispondente all' U.F. Farneta s.l. La possibile presenza di rari fossili di questa unità nel Valdarno superiore era già stata suggerita in precedenza (Azzaroli, 1982; De Giuli, 1983).

Sintema del Torrente Ciuffenna (III fase).

I depositi compresi in questo Sintema costituiscono una successione di conoide alluvionale e sovrastano con contatto netto e frequentemente erosivo, il Sintema di Montevarchi.

I depositi di conoide alluvionale sono rappresentati da tre unità: i Ciottolami di Loro Ciuffenna presenti nelle porzioni prossimali e intermedie delle conoidi, le Sabbie del Tasso in posizione più distale e i Limi di Pian di Tegna che chiudono la successione di conoide alluvionale.

Ciottolami di Loro Ciuffenna.

Ciottolami ad elementi arenacei in strati spessi fino a 10 m, mediamente embriati secondo una provenienza da E-NE, con intercalazioni sabbioso-limose più frequenti verso il centro del bacino. Verso monte questi depositi sono associati ad accumuli eterometrici e disorganizzati costituiti da clasti arenacei angolari e subangolari in matrice siltoso-argillosa (Fig. 7). Lo spessore complessivo di questa unità è di 30-35 m. I Ciottolami di Loro Ciuffenna passano sotto corrente alle Sabbie del Tasso, mentre verso l'alto sono sormontati dai Limi di Pian di Tegna.

Sabbie del Tasso.

Sabbie siltose con sporadiche lenti ghiaiose ad elementi arenacei e limi giallastri a laminazione pianoparallela orizzontale o incrociata concava, talora a struttura massiccia. Questa unità affiora nella zona centrale del bacino per uno spessore di 10-15 m passando verso l'alto ai Limi di Pian di Tegna.

Limi di Pian di Tegna.

Limi sabbiosi massicci e fortemente pedogenizzati con sviluppo di pseudogley, prevalenti su sabbie fini e lenticelle di ghiaie arenacee. Questa unità il cui spessore massimo è di 10 m, forma una superficie caratteristica che viene riconosciuta in tutto il Valdarno superiore.



Fig. 7 - Ciottolami di Loro Ciuffenna (III fase, Sintema del Torrente Ciuffenna) nell'alto corso del Borro della Trana: debris flows.

Nello sviluppo laterale e verticale dei depositi di questo Sintema si riconoscono le facies caratteristiche dell'ambiente di conoide alluvionale (Rust & Koster, 1984; Mc Pherson et al., 1988). La successione comprendente i depositi prodotti da processi gravitativi e transizionali tra questi e i depositi trattivi, debris-flows con tessitura sia matrice sia grano-sostenuta, flussi iperconcentrati (Fig. 5: sez. 1; Fig. 8) caratterizza le zone prossimali della conoide (Ciottolami di Loro Ciuffenna p.p). Nella zona intermedia della conoide si hanno gli accumuli conglomeratico-sabbiosi riferibili alla migrazio-

ne ed ai riempimenti di canali intrecciati (Ciottolami di Loro Ciuffenna p.p). Questi canali poco profondi divengono prevalentemente sabbiosi verso il centro del bacino (Sabbie del Tasso) con sviluppo di ripple e dune (Fig. 5: sez. 5). I limi superiori generalmente massicci e pedogenizzati (Limi di Pian di Tegna) rappresentano depositi di esondazione, caratterizzando ovunque la superficie di colmamento del bacino.

Nelle unità che costituiscono questa associazione di facies, in particolare nei Conglomerati di Loro Ciuffenna, vengono osservate tendenze sequenziali organizzate secondo tre cicli positivi ("fining-upward") (Fig. 5: sez. 1). Una analoga organizzazione sequenziale dei depositi del Sintema del Torrente Ciuffenna viene descritta anche nella porzione centro-orientale del Valdarno superiore (Magi, 1989). L'origine di questi cicli potrebbe essere riferita al controllo tettonico in analogia ad esempi descritti in letteratura (Rust & Koster, 1984).

Considerazioni paleontologiche e biocronologiche sui depositi della terza fase deposizionale.

Non molti dati paleontologici vengono forniti dalla successione sviluppatasi nella terza fase deposizionale del Valdarno superiore (Successione di Monticello-Ciuffenna, Bossio et al., in stampa). In letteratura vengono segnalati reperti fossili di età galeriana (Azzaroli, 1982) provenienti probabilmente dai depositi fluviali di Monticello, già Sabbie di Bucine p.p in Azzaroli & Lazzeri (1977) affioranti nelle porzione sudorientale del Valdarno superiore (ritrovamenti effettuati durante lo scavo della galleria ferroviaria di Bucine; Prof. A. Azzaroli, comunic. pers.). Fossili della parte medio-bassa del Galeriano (Azzaroli, 1982; Torre, 1985) vengono segnalati anche nei depositi di conoide alluvionale del Torrente Ciuffenna presenti nel settore centrale del bacino (località fossilifere di Persignano e Poggitazzi). Nessuna segnalazione viene invece fornita per i depositi della terza fase presenti nell'area in esame. Questa frammentaria registrazione paleontologica sembra, nell'insieme, indicare lo sviluppo della terza fase durante il Pleistocene medio. Nel settore sudorientale del Valdarno superiore al tetto dei depositi fluviali di Monticello è stata ritrovata (Azzaroli, 1982) un' associazione post-galeriana (località fossilifera di Bucine), collocabile tra la fine del Pleistocene medio e l'inizio del Pleistocene superiore. La deposizione durante la III fase sedimentaria del Valdarno superiore sembra quindi essere stata diacrona nei diversi settori del bacino.

Evoluzione paleogeografica dell'area studiata e discussione.

Durante la II fase deposizionale nel settore del Valdarno superiore in esame, si è formato un sistema fluviolacustre analogo a quello descritto nella zona centro-orientale del bacino (Billi et al., 1991). L'evoluzione sedimentaria dei depositi fluviolacustri del Sintema di Montevarchi è stata però caratterizzata in quest' area dalla successione temporale di due diversi sistemi di delta conoide.

I Conglomerati del Leccio nella porzione inferiore ad elementi calcarei, sono stati depositi dalla progradazione di delta conoidi alimentati da apporti nord-occidentali. Tale elemento testimonia lo sviluppo di un drenaggio opposto all'attuale come conseguenza della chiusura settentrionale del bacino (Fig. 8A). Questi delta conoidi a sviluppo "assiale" vengono successivamente sostituiti da apparati "lateral", costituenti il sistema deposizionale Ciottolami di Casa la Penna - Ciottolami e Sabbie di Casa la Querce - Sabbie di Borro Cave, ad alimentazione prevalentemente arenacea (Fig. 8D). Il passaggio dagli apporti calcarei a quelli arenacei avviene gradualmente per interposizione di apporti "misti" (porzione arenaceo-calcareo dei Conglomerati del Leccio) dopo una fase di arretramento dei delta conoidi nordoccidentali (Fig. 8B, 8C).

La variazione nel regime di apporti può essere imputata al controllo tettonico ed in particolare ad un periodo di sollevamento della dorsale del Pratomagno compreso probabilmente nella parte finale del Pleistocene inferiore. Il riferimento a questo periodo viene ipotizzato per la presenza di un elemento dell' U.F. Tasso (*Eucladoceros dicranios*) nella porzione ad apporti calcarei e di *Equus* cf. *bressanus* al tetto degli apporti arenaceo-calcarei (Fig. 5: sez. 2; Fig. 9). Il probabile "range" di *Equus* cf. *bressanus*, come si è detto, è compreso tra l'U.F. Farneta s.l ed il primo Galeriano. La presenza di *Eucladoceros dicranios* sembrerebbe nel nostro caso escludere il Galeriano consentendo di porre nel tardo Villafranchiano superiore la fase di cambiamento del regime di apporti. Questa considerazione ha inoltre delle interessanti ripercussioni sul quadro stratigrafico generale. La deposizione fluviolacustre della II fase potrebbe estendersi in quest'area oltre l' U.F. Tasso riducendo l'entità della lacuna tra II e III fase deposizionale, come già ipotizzato da De Giuli (1983).

La III fase deposizionale, instauratasi durante il Pleistocene medio, è stata caratterizzata dallo sviluppo probabilmente influenzato dalla tettonica delle conoidi alluvionali, che costituiscono il Sintema del Torrente Ciuffenna. Il rilevamento effettuato evidenzia almeno tre diversi apparati di conoide alluvionale costruiti da corsi che avevano già alimentato la deposizione di delta conoide durante la seconda fase. I principali impluvi che attualmente solcano il Pratomagno occidentale ed incidono questo complesso fluviolacustre (Borro di Ciliana; Borro della Trana; Torrente Marnia) mostrano una buona corrispondenza con i paleoimmissari attivi nella II e III fase deposizionale. Nell'area studiata non vi è evidenza dei depositi fluviali di Monticello, laterali nella porzione sud-orientale del Valdarno superiore, alle conoidi alluvionali del Torrente Ciuffenna (Fig. 1). Tale mancanza potrebbe essere imputata alla chiusura nordoccidentale del bacino che avrebbe provocato in quest'area, l'impaludamento del paleoArno proveniente da SE.

La riorganizzazione del reticolo idrografico dell'area del Valdarno superiore iniziata nel Pliocene superiore, è responsabile dell' ultimo importante episodio che riguarda l'evoluzione geologica e geomorfologica del settore studiato. Tale evento è rappresentato dall'incisione della soglia di Rignano, che sembra verificarsi nel tardo Pleistocene (Bartolini & Pranzini, 1981), consentendo il drenaggio del Valdarno superiore verso NW e provocando l'erosione dei depositi fluviolacustri plio-pleistocenici.

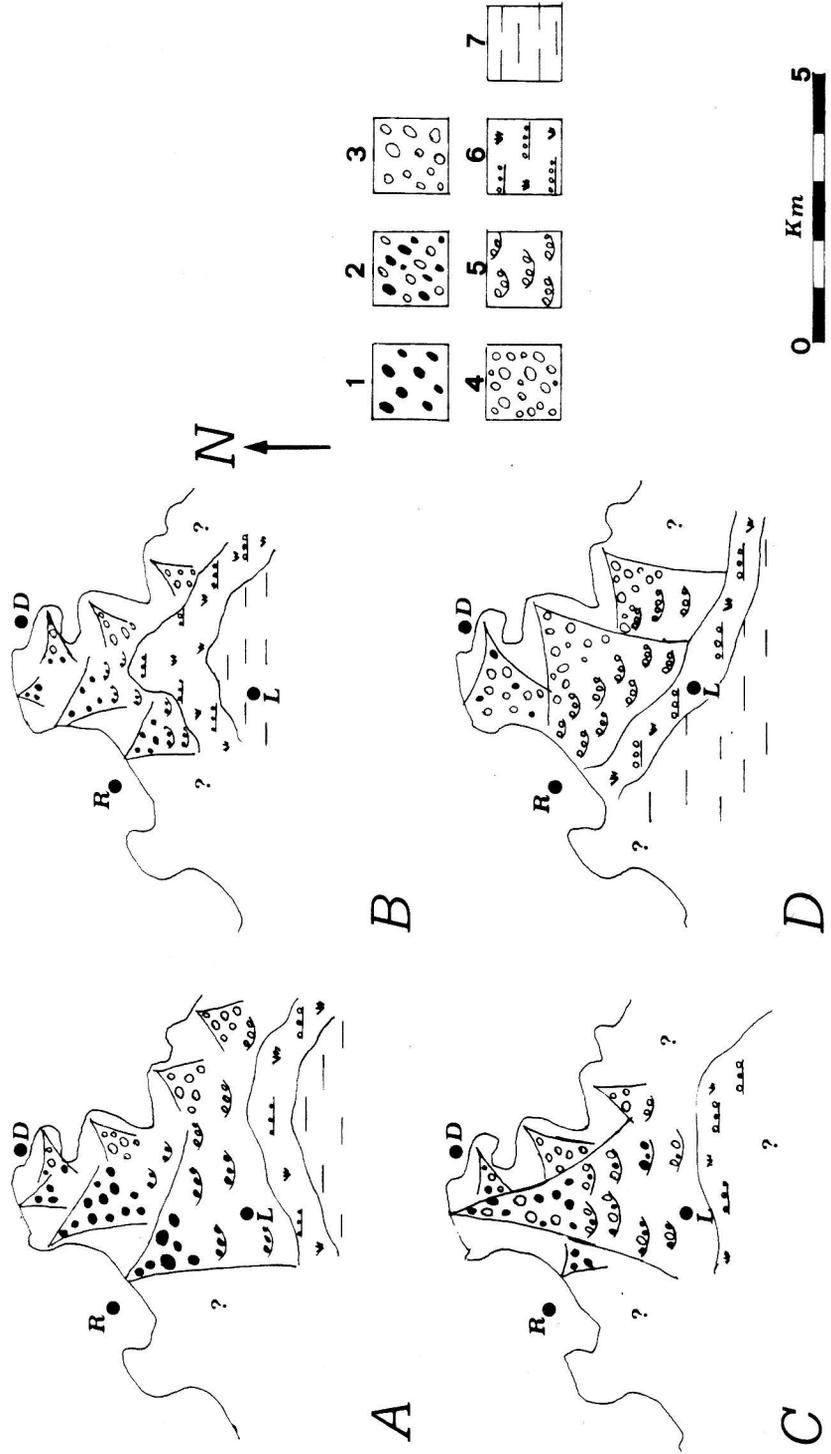


Fig. 8 - Evoluzione paleogeografica schematica dell'area studiata durante la seconda fase deposizionale; le lettere (A, B, C e D) rappresentano le principali fasi riconosciute (vedi testo). Legenda dei simboli: 1) apporti prevalentemente calcarei; 2) apporti prevalentemente calcarei; 3) apporti prevalentemente arenacei; 4) delta conoide; facies subaerea prossimale; 5) delta conoide; facies subaerea medio-distale; 6) delta conoide; facies di transizione; 7) depositi palustri-lacustri; R) Rignano sull'Arno; D) Donnini; L) Leccto.

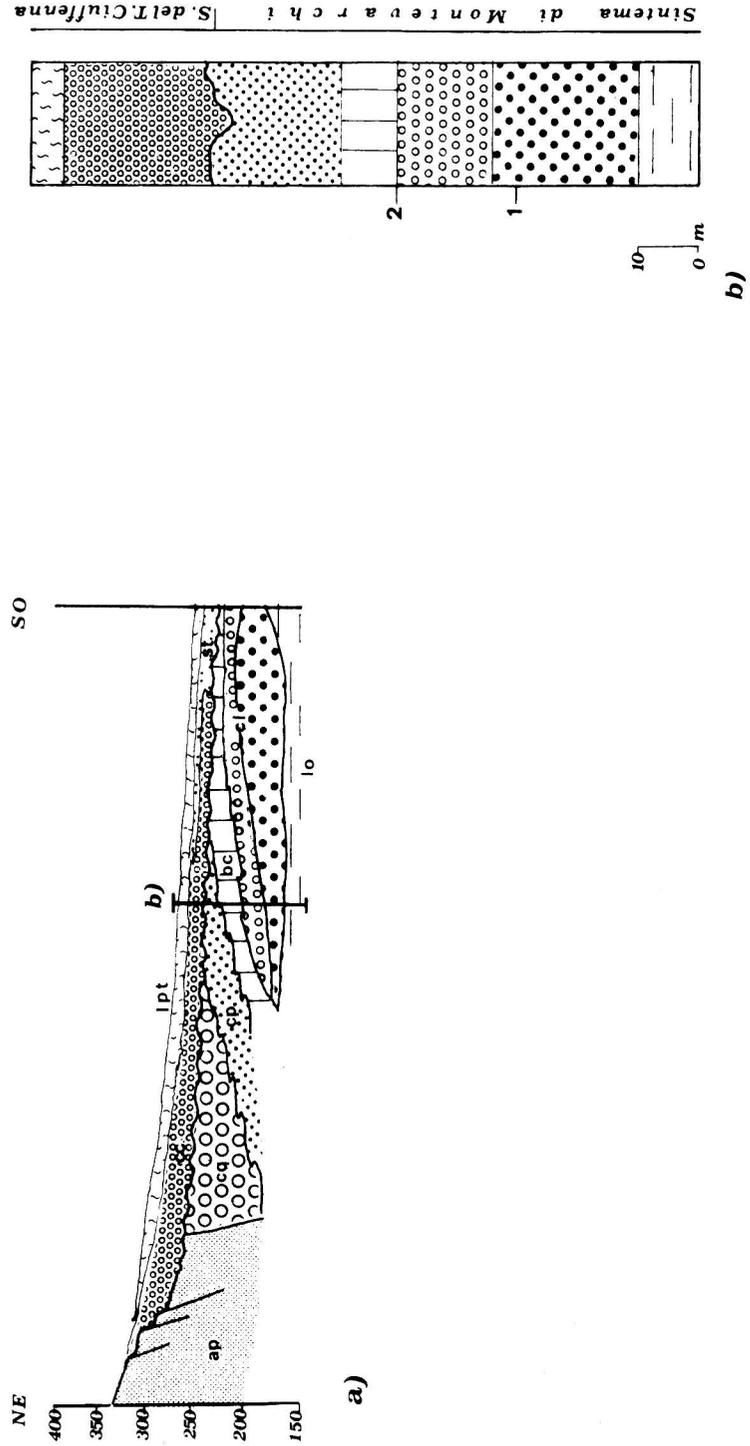


Fig. 9 - Sintesi dei rapporti stratigrafici tra i terreni fluviolacustri affioranti nell'area del Torrente Marnia; ap) Arenarie del Pratomagno; lo) Limi e Sabbie del T. Oreno; c) Conglomerati del Leccio; bc) Sabbie di Borro Cave; cq) Sabbie e Ciottolami di Casa la Querce; cp) Ciottolami di Casa la Penna; cc) Ciottolami del T. Ciuffenna; st) Sabbie del Tasso; lpt) Limi di Pian di Tegna. a) Sezione geologica schematica; b) stratigrafia nella valle del Torrente Marnia; 1) *Eucladoceros dicranios*; 2) *Equus cf. bressanus*.

Conclusioni.

Lo studio stratigrafico e sedimentologico del settore nordoccidentale del Valdarno superiore ha permesso di acquisire nuovi dati sull'evoluzione sedimentaria di questo bacino. Su tale evoluzione hanno giocato con diverso peso sia il fattore tettonico che quello climatico. Il controllo strutturale sembra maggiormente responsabile dei più importanti cambiamenti deposizionali avvenuti nell'area studiata. La tettonica ha infatti condizionato la composizione dell'apporto clastico nei depositi di delta conoide nella II fase, ha segnato il passaggio tra II e III fase deposizionale e probabilmente influenzato lo sviluppo delle conoidi alluvionali durante la III fase. Al contrario le oscillazioni climatiche pleistoceniche non hanno lasciato evidenti testimonianze durante l'evoluzione delle sequenze studiate. La deposizione clastica grossolana della II e III fase sembra infatti essere avvenuta nell'ambito di condizioni climatiche tendenzialmente umide. Questa ipotesi viene avvalorata dal maggiore sviluppo nelle successioni di delta conoide e di conoide alluvionale, di facies prodotte da correnti fluviali ("streamflood deposits", flussi iperconcentrati) rispetto a quelle associate ai classici trasporti in massa (debris flows coesivi). Questi ultimi depositi sembrano più frequenti in contesti climatici più aridi o con una irregolare distribuzione e concentrazione delle precipitazioni (Kockel & Johnson, 1984).

Le variazioni climatiche inducendo oscillazioni nel livello del lago, hanno invece lasciato segni nella sedimentazione palustre-lacustre della seconda fase deposizionale attraverso lo sviluppo di suoli ed erosioni subaeree. Un probabile episodio di innalzamento del livello del lago è testimoniato dalla variazione verticale di facies nella porzione inferiore dei depositi di delta conoide. Tale variazione può essere riferita sia a motivi climatici che tettonici. Oltre all'effetto climatico, espansione lacustre in periodi più umidi, anche il controllo strutturale può infatti rappresentare la causa di "trasgressioni" in bacini fluviolacustri formati in regimi tettonici estensionali (Leeder & Gawthorpe, 1987; Leeder et al., 1988).

Ringraziamenti.

Si ringraziano vivamente il Prof. Augusto Azzaroli per le determinazioni sui resti fossili, il Prof. Mario Sagri per gli stimolanti suggerimenti e critiche, il Dott. Maurizio Magi per i consigli durante il rilevamento, il Dott. Federico Masini per le critiche alle considerazioni paleontologiche e biocronologiche.

Ricerca finanziata con fondi MURST 60% (Prof. Sagri) e del Centro di Studi di Geologia dell'Appennino e delle Catene Perimediterranee (Pubbl. n° 229).

BIBLIOGRAFIA

- Abbate E. (1983) - Schema stratigrafico della successione neoautoctona del Valdarno superiore e del bacino di Arezzo. *Centro studi geol. Appennino*, C.N.R., n. 132, pp. 1-6, Firenze.
- Azzaroli A. (1977) - The Villafranchian stage in Italy and Plio-Pleistocene boundary. *Giorn. Geol.*, v. 41, pp. 61-79, Bologna.
- Azzaroli A. (1982) - On some vertebrate remains of middle Pleistocene age from the Upper Valdarno and Val di Chiana, Tuscany. *Palaeontogr. It.*, v. 73, pp. 104-115, Pisa.
- Azzaroli A., De Giulii C., Ficarelli G. & Torre D. (1986) - Mammal succession of the Plio-Pleistocene of Italy. *Mem. Soc. Geol. It.*, v. 31, pp. 213-218, Roma.
- Azzaroli A. & Lazzeri L. (1977) - I laghi del Valdarno superiore. *Centro studi geol. Appennino*, C.N.R., n. 26, pp. 1-4, Firenze.
- Bartolini C. & Pranzini G. (1981) - Plio-Quaternary evolution of the Arno basin drainage. *Zeitschr. Geomorph.*, N.F., v. 40, pp. 77-91, Berlin, Stuttgart.
- Billi P., Magi M. & Sagri M. (1987) - Coarse grained low sinuosity river deposits: example from Plio-Pleistocene Valdarno basin, Italy. In Ethridge F.C. et al. (Eds.) - Recent developments in fluvial sedimentology, *S.E.P.M. Spec. Pubbl.*, v. 39, pp. 197-203, Tulsa.
- Billi P., Magi M. & Sagri M. (1991) - Pleistocene lacustrine Fan delta deposits of the Valdarno basin, Italy. *Journ. Sed. Petrol.*, v. 61, n. 2, pp. 280-290, Tulsa.
- Bonini M. & Sani F. (in stampa) - Analisi strutturale dei depositi pleistocenici dell'area di Firenze e di Rignano sull'Arno (Valdarno) con considerazioni generali sulle deformazioni quaternarie dell'Appennino settentrionale. *Boll. Soc. Geol. It.*, Roma.
- Bossio A., Cerri R., Costantini A., Gandin A., Lazzarotto A., Magi M., Mazzanti R., Sagri M., Salvatorini G. & Sandrelli F. (in stampa) - I bacini distensivi neogenici e quaternari della Toscana. Guida escursioni 76° Congr. Soc. Geol. It. *Mem. Soc. Geol. It.*, Roma.
- Capigatti D. (1985) - La conoide di Reggello (Valdarno superiore): stratigrafia e sedimentologia. Tesi di Laurea inedita, *Univ. degli Studi*, pp. 1-108, Firenze.
- Colalongo M.L. & Sartoni S. (1979) - Schema biostratigrafico per il Pliocene e il basso Pleistocene in Italia. *Note Prelim. Carta Neot. It.*, v. 251, pp. 645-654, Roma.
- Commissione per la cartografia geologica e geomorfologica (in stampa) - Guida al rilevamento della carta geologica d'Italia alla scala 1:50000. C.N.R., Roma.
- De Giulii C. (1983) - Aspetti paleontologici della successione del Valdarno superiore e del bacino di Arezzo. *Centro studi geol. Appennino*, C.N.R., n. 132, pp. 19-23, Firenze.
- De Giulii C. & Masini F. (1986) - Late Villafranchian faunas in Italy the Casa Frata local fauna (Upper Valdarno, Tuscany). *Palaeontogr. It.*, v. 74, pp. 1-9, Pisa.
- Forsyth Mayor C.I. (1879) - Cervi pliocenici del Valdarno Superiore. *Atti Soc. Tosc. Sc. Nat.*, Proc. verb. I.
- Kockel R.C. & Johnson R.A. (1984) - Geomorphology and Sedimentology of humid-temperate alluvial fans, Central Virginia. In Koster E.H. & Steel R.J. (Eds.) - Sedimentology of Gravel and Conglomerates, *Canad. Soc. Petr. Geol.*, Mem. 10, pp. 109-122, Calgary.
- International subcommission on stratigraphic classification (1987) - Unconformity-bounded stratigraphic units. *Bull. Geol. Soc. Am.*, v. 98, pp. 232-237, Boulder.
- Leeder M.R. & Gawthorpe R.L. (1987) - Sedimentary models for extensional tilt block/half graben basins. In Hancock P.L. et al. (Eds) - Extensional tectonics, *Geol. Soc., Spec. Pubbl.*, n. 28 pp. 139-152, London.

- Leeder M.R., Ord D.M. & Collier R. (1988) - Development of alluvial fans and fan deltas in neotectonic extensional settings: implications for the interpretation of basin-fills. In Nemecek W. & Steel R.J. (Eds.) - Fan Deltas: sedimentology and tectonic setting, *Blackie*, pp. 173-185, Glasgow and London.
- Magi M. (1989) - Carta geologica della conoide di Loro Ciuffenna (Valdarno superiore). Dip. Sc. della Terra, *Univ. degli Studi*, Firenze.
- Mc Pherson J.G., Shamugan G. & Moiola R.J. (1988) - Fan deltas and braided deltas: conceptual problems. In Nemecek W. & Steel R.J. (Eds.) - Fan Deltas: sedimentology and tectonic setting, *Blackie*, pp. 14-22, Glasgow and London.
- Merla G. & Abbate E. (1967) - Note illustrative alla carta geologica d'Italia Foglio 114 "Arezzo". *Soc. Geol. It.*, pp. 1-52, Roma.
- Nemecek W. & Steel R.J. (1984) - Alluvial and coastal conglomerates: their significant features and some comments on gravelly mass flow deposits. In Koster E.H. and Steel R.J. (Eds.) - Sedimentology of gravels and conglomerates. *Canad. Soc. Petrol. Geol.*, Mem. 10, pp. 1-31, Calgary.
- North American Commission on Stratigraphic Nomenclature (1983) - North American Stratigraphic Code. *Am. Ass. Petr. Geol. Bull.*, v. 67, pp. 841-875, Tulsa.
- Rust B.R. & Koster E.H. (1984) - Coarse alluvial deposits. In Walker R. (Ed.) - Facies Models, second edition. *Geoscience Canada*, pp. 53-69, Toronto.
- Sagri M. (1991) - Evoluzione sedimentaria e tettonica del bacino fluviolacustre del Valdarno superiore. In Memorie Valdarnesi. *Acc. Valdarnese Poggio*, anno 157, s. 7, n. 7, pp. 13-21, Montevarchi.
- Sala B., Masini F., Ficarelli G., Rook L. & Torre D. (in stampa) - Mammal dispersal events in the middle and late Pleistocene of Italy and western Europe. *Senckenberg. Courier*, Frankfurt.
- Smith G.A. (1986) - Coarse-grained nonmarine volcanoclastic sediment: terminology and depositional process. *Bull. Geol. Soc. Am.*, v. 97, pp. 1-10, Boulder.
- Torre D. (1985) - *Mimomys savini* and *Arvicola cantiana* in the Upper Valdarno (Italy). *Ecl. Geol. Helv.*, v. 78, n. 3, pp. 715-718, Basel.
- Torre D., Ficarelli G., Masini F., Rook L. & Sala B. (in stampa) - Mammal dispersal events in the Early Pleistocene of western Europe. *Senckenberg. Courier*, Frankfurt.
- Venturini P. (1977) - I ciottoli del gruppo fluviale-lacustre di Montevarchi. Tesi di laurea inedita. *Univ. degli Studi*, pp. 1-85, Firenze.
- Viret J. (1954) - Le loess à bancs durs de Saint Vallier (Drôme) et sa faune de mammifères Villafranchiens. *Nouv. Arch. Mus. Hist. Nat. Lyon*, v. 4, pp. 1-100, Lyon.