

LA SUCCESSIONE "VILLAFRANCHIANA" NELL'AREA DI CASTELNUOVO DON BOSCO (ASTI)

P.* Boano & M. G.** Forno

*C.N.R. - C. S. Geodinamica delle Catene Collisionali, Torino

**Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università, Torino

RIASSUNTO - *La successione "villafanchiana" nell'area di Castelnuovo Don Bosco (Asti) - Il Quaternario, Italian Journal of Quaternary Sciences, 12 (2), 1999* - Lo studio dei sedimenti "villafanchiani" affioranti nell'area circostante l'abitato di Castelnuovo Don Bosco, che rappresenta l'ampliamento verso N di quello riguardante l'area-tipo di Villafranca d'Asti (Carraro, 1996), ha condotto al riconoscimento di un assetto stratigrafico e strutturale differente rispetto a quanto finora noto.

L'insieme dei dati raccolti attraverso il rilevamento geologico di dettaglio evidenzia come la successione, caratterizzata nell'area di Villafranca d'Asti da continuità laterale e da spessori costantemente rilevanti, presenti nel settore di studio una distribuzione discontinua e spessori variabili: in particolare questi sedimenti sono distribuiti in un settore ristretto, compreso tra rilievi modellati nei sedimenti marini pliocenici pre-villafanchiani e delimitato da scarpate sepolte. Gli stessi dati suggeriscono inoltre come l'intera successione, interessata nell'area di Villafranca d'Asti da una blanda deformazione sinclinale, mostri invece nell'area di studio una deformazione nettamente più marcata e risulti delimitata arealmente da importanti discontinuità strutturali, di cui le scarpate prima accennate rappresentano l'espressione morfologica: l'importanza di tali discontinuità è anche suggerita dalla diffusione, in prossimità di queste, di sedimenti legati a fenomeni di rielaborazione gravitativa sinsedimentaria e dall'associazione di discontinuità strutturali minori.

Tra gli elementi emersi il dato più significativo è rappresentato dall'individuazione, anche in questo settore, di due complessi deposizionali sovrapposti, indicati come Complesso Inferiore e Complesso Superiore, separati da una discontinuità erosionale con estensione regionale: quest'ultima, oltre a costituire un limite riconoscibile in tutta l'area tra sedimenti con caratteristiche differenti, sottolinea anche una leggera discordanza angolare.

Il Complesso Inferiore, caratterizzato da una distribuzione relativamente generalizzata e da una maggiore omogeneità composizionale, è da riferire ad un ambiente deltizio: la diffusa presenza di resti fossili, rappresentati essenzialmente da macroresti vegetali e da molluschi continentali e subordinatamente da frammenti di vertebrati continentali, suggerisce concordemente un'età pliocenica media. Il Complesso Superiore, caratterizzato invece da una distribuzione estremamente localizzata e da sensibili differenze composizionali, è da riferire ad un ambiente fluviale: l'estrema scarsità dei resti fossili suggerisce dubitativamente un'età pleistocenica inferiore. La discontinuità erosionale a carattere regionale, interposta tra i due complessi, indicata a seconda delle aree come Superficie di Cascina Viarengo e Superficie di Cascina Guerrina, ricopre un esteso lasso di tempo, comprendendo verosimilmente parte del Pliocene medio, il Pliocene superiore e parte del Pleistocene inferiore.

La distribuzione localizzata dei sedimenti "villafanchiani", la presenza di contatti netti, subverticali, sia tra la successione descritta e i sedimenti marini pliocenici pre-villafanchiani, sia tra i diversi termini che la costituiscono e l'andamento dei contatti suggeriscono lo sviluppo di discontinuità strutturali corrispondenti a faglie e a zone di faglia, con direzione media E-W e N10°E-N50°E. La presenza nel dettaglio di frequenti deformazioni rappresentate da *soft sediment deformations*, faglie e fratture alla mesoscala e i diffusi fenomeni di rielaborazione gravitativa sinsedimentaria sono in accordo con l'evoluzione delle discontinuità principali durante e dopo la sedimentazione.

ABSTRACT - *The "Villafranchian" sequence in the Castelnuovo Don Bosco area (Asti) - Il Quaternario Italian Journal of Quaternary Sciences, 12 (2), 1999* - The study of the "Villafranchian" sediments in the Castelnuovo Don Bosco area (hereafter CDB) (northern extension of the type-area of Villafranca d'Asti; see Carraro, 1996) including a detailed geological mapping, suggests a complex stratigraphical and structural setting. The CDB sequence is in fact characterized by an uneven thickness and a discontinuous distribution contrasting with the lateral continuity and constantly high thickness of the type-area. The CDB Villafranchian succession is bound by buried scarps and, more generally, fills shallow depressions incised in the marine, pre-Villafranchian sediments. The Villafranchian succession of the type-area is only gently folded, whereas deformation at CDB was stronger and resulted in some major discontinuities (associated with minor structures) morphologically evidenced by the above cited scarps and by local chaotic sediments, due to syndimentary reworking. At CDB, as in the type-area, it was possible to identify two depositional complexes (Lower Complex and Upper Complex) separated by erosional surfaces of large extent underlying a slight unconformity.

The Lower Complex, widespread and homogeneous, can be referred to a deltaic environment. A Middle Pliocene age is indicated by the abundant fossil content, mainly consisting of continental molluscs, plant remains and some fragments of terrestrial vertebrates. The Upper Complex, less wide spread and more heterogeneous, can be referred to a fluvial environment. Its very rare fossils dubiously suggest a Lower Pleistocene age.

The interposed, erosional discontinuity of regional extent was given different names (C. Guerrina Surface and C. Viarengo Surface) in different areas; it corresponds to a prolonged time span probably covering part of the Middle Pliocene, the Upper Pliocene and part of the Lower Pleistocene.

The local distribution of the "Villafranchian" sequence, and the presence of sharp, subvertical contacts occurring with the pre-Villafranchian marine sediments, as well as within the sequence itself, indicate the existence of E-W and N10°E-N50°E trending faults. Evidence such as "soft sediment deformations", fractures and sinsedimentary reworking phenomena is proof that the faults were active during and after sedimentation.

Parole chiave: successione "villafanchiana", deformazioni sinsedimentarie, Pliocene medio, Pleistocene inferiore, Castelnuovo Don Bosco.

Key-words: "Villafranchian" succession, sinsedimentary deformations, Middle Pliocene, Lower Pleistocene, Castelnuovo Don Bosco.

1. INTRODUZIONE

La ricerca svolta rappresenta la prosecuzione verso N della revisione del Villafranchiano dell'area-tipo di Villafranca d'Asti (Carraro, 1996) (cfr. §2. e inserto C in Tav. 1). In questa precedente occasione era stato precisato come il termine Villafranchiano, non più da utilizzare nell'originaria accezione cronostratigrafica, fosse invece da conservare in senso litostratigrafico con riferimento ai sedimenti che costituiscono la chiusura della successione pliocenica, assimilabili quindi per *facies* e posizione stratigrafica a quelli descritti da Pareto (1865).

Lo studio comprende un rilevamento geologico di dettaglio, alla scala 1:10.000, del settore marginale nord-occidentale dei Rilievi dell'Astigiano, al limite con l'Altopiano di Poirino (a W) e con i rilievi della Collina di Torino (a NW) e del Monferrato (a NE), i cui risultati sono riassunti nella Carta Geologica allegata alla scala 1:20.000 (cfr. Tav. 1): la base topografica utilizzata è stata ricavata per ingrandimento delle Tavole "Buttigliera d'Asti", "Castelnuovo Don Bosco", "Poirino" e "Montafia" ⁽¹⁾.

Il rilevamento geologico di dettaglio ha evidenziato complessivamente una ridotta densità degli affioramenti, pari al 10% della superficie considerata, e una sensibile disomogeneità nell'estensione e nella distribuzione di questi ultimi: accanto a grandi fronti di cava con estensione di alcune centinaia di m², sono presenti affioramenti di dimensioni medie, con sviluppo di alcune decine di m², o modeste, con estensione di alcuni m².

Gli affioramenti hanno estensione e frequenza maggiori nei settori in cui affiorano i sedimenti marini pliocenici pre-villafranchiani, dove i versanti mostrano una forte acclività e sono presenti numerose incisioni con profilo trasversale stretto, profonde localmente alcune decine di metri. Qui si osserva la diffusione di scarpate e di nicchie di distacco di frane anche di dimensioni rilevanti, che testimoniano ripetuti fenomeni d'instabilità. L'estensione e la densità degli affioramenti è invece sensibilmente minore nei settori in cui affiora la successione villafranchiana, dove i versanti sono meno acclivi e sono presenti un minor numero di incisioni, caratterizzate da un profilo trasversale più ampio.

Inoltre, come era già stato osservato a Sud nella successione villafranchiana-tipo, i sedimenti della porzione inferiore, corrispondenti circa a metà dello spessore complessivo, sono relativamente meglio esposti rispetto a quelli sovrastanti. Nei primi, costituiti in larga misura da sabbie e silt utilizzati come materiali per l'edilizia, sono stati impostati in tempi diversi e in parte si sviluppano tuttora estesi fronti di cava soggetti ad un più o meno prolungato sfruttamento; nei secondi, costituiti invece prevalentemente da sabbie ghiaiose e da silt caratterizzati da una sensibile componente argillosa e dalla diffusione di concrezioni carbonatiche, che li ren-

dono difficilmente sfruttabili, si hanno invece solo modesti sbancamenti per prelievo locale ed estemporaneo di materiale. Anche in quest'area come in quella tipo rivestono inoltre notevole importanza i subaffioramenti in corrispondenza agli estesi campi, ai vigneti e ai frutteti, soggetti a periodiche arature (Fig. 9): questi consentono infatti di valutare la continuità laterale delle diverse unità cartografate e di raccogliere, ove presenti, resti paleontologici; è da sottolineare infatti come la maggior parte dei resti di vertebrati continentali rinvenuti durante il rilevamento, sia nell'area-tipo di Villafranca d'Asti sia nell'area in esame, provengano da sedimenti subaffioranti e siano stati portati alla luce dall'aratura.

2. STATO DELLE CONOSCENZE

Gli studi stratigrafici effettuati in occasione della realizzazione della seconda edizione dei Fogli 56 "Torino", 57 "Vercelli" e 69 "Asti" della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 (Bortolami *et al.*, 1969a; Bonsignore *et al.*, 1969a; Boni *et al.*, 1970) e delle relative Note Illustrative (Bonsignore *et al.*, 1969b; Boni & Casnedi, 1970) descrivono la successione costituente i rilievi collinari piemontesi formata da sedimenti marini, prevalentemente terrigeni, di età compresa tra l'Eocene e il Pliocene. Sulla base di successive indagini geofisiche alcuni autori (Losecke & Scheelke, 1978; Armando *et al.*, 1984; Biella *et al.*, 1987; Laubscher *et al.*, 1992; Miletto & Polino, 1992) individuano in questo stesso settore la presenza di importanti discontinuità strutturali. In particolare Biella *et al.* (1992) e Polino *et al.* (1992) ipotizzano che nel sottosuolo, in profondità, il basamento metamorfico alpino della Collina di Torino sia sovrascorso sul basamento appenninico del Monferrato e che questi due elementi, unitamente, siano sovrascorsi sui sedimenti padani e sul relativo basamento adriatico mediante superfici attive almeno fino al Pliocene. Collina di Torino e Monferrato, caratterizzati da differenti successioni stratigrafiche (Bicchi *et al.*, 1994; Clari *et al.*, 1994), corrispondono quindi a elementi indipendenti separati da una fascia di deformazione transpressiva con decorso NW-SE, indicata come Zona di deformazione di Rio Freddo (Piana & Polino, 1995).

Il termine più recente della successione marina, riferibile a un ambiente con profondità inferiore ai 30 m, è indicato nella seconda edizione dei Fogli 56 "Torino", 57 "Vercelli" e 69 "Asti" della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 (Bortolami *et al.*, 1969a; Bonsignore *et al.*, 1969a; Boni *et al.*, 1970) rispettivamente come "Astiano Auct.", "Sabbie di Valle Andona" e "Sabbie di Asti" e in genere non distinto dai sedimenti basali villafranchiani. Tale termine è stato studiato essenzialmente per il suo contenuto paleontologico, che ne ha consentito il riferimento al Pliocene medio, e in particolare all'intervallo di tempo compreso tra il tardo Zancleano e l'eo-

⁽¹⁾ Questa cartografia, pur risalendo al 1880 con parziali aggiornamenti effettuati nel 1923 e nel 1964, presenta una buona corrispondenza con la reale morfologia in quanto realizzata con notevole precisione e con isoipse molto ravvicinate (l'equidistanza è di 5 m); non riporta invece le recenti modifiche alla rete viaria, quali ad esempio la circonvallazione di Castelnuovo Don Bosco e gli edifici costruiti dopo il 1964, che in alcuni casi, come ad esempio in corrispondenza al concentrico di Castelnuovo Don Bosco, sono numerosi. L'utilizzo della stessa base topografica semplifica inoltre l'accostamento della carta geologica prodotta con quella di recente pubblicazione relativa all'area-tipo del Villafranchiano (Boano & Forno, 1996a).

Piacenziano (Ferrero & Merlino, 1992; Ferrero & Pavia, 1996; Pavia, 1996).

Sulla successione villafranchiana esiste invece un'ampia letteratura paleontologica e geologica, riguardante la vicina area-tipo di Villafranca d'Asti (Azzaroli & Viali, 1971; Azzaroli, 1977). La recente revisione di carattere interdisciplinare (Carraro, op. cit.) comprende, accanto al riesame dei numerosi dati di letteratura, la raccolta di dati sedimentologici, paleontologici, strutturali, geofisici, geotecnici e la realizzazione della prima carta geologica di dettaglio (Boano & Forno, 1996a): l'insieme delle osservazioni evidenzia una situazione stratigrafica e tettonica più complessa di quella nota in precedenza. In particolare individua, entro una successione considerata continua (Pareto, 1865), due complessi deposizionali sovrapposti, indicati come Complesso Inferiore e Complesso Superiore: questi sono distinguibili in base ai diversi caratteri sedimentologici, paleontologici e strutturali, che testimoniano un diverso ambiente di formazione, e risultano separati da una superficie d'erosione con estensione regionale, indicata come Superficie di Cascina Viarengo.

Il *Complesso Inferiore*, in continuità stratigrafica con i sottostanti sedimenti marini pliocenici pre-villafranchiani, comprende a partire dal termine più antico:

l'*Unità di Ferrere*, costituita da sedimenti prevalentemente sabbiosi grossolani, caratterizzati da stratificazione incrociata concava e contenenti localmente gusci di molluschi marini, macroresti vegetali fluitati e parti scheletriche disarticolate di vertebrati continentali (*Zygodon borsoni*, *Anancus arvernensis*). Le caratteristiche sedimentologiche e l'associazione di fossili marini e continentali suggeriscono un ambiente di fronte deltizio, con influenza tidale;

l'*Unità di San Martino*, costituita da alternanze di depositi prevalentemente siltosi, caratterizzati da laminazione piano-parallela, e sabbiosi, con stratificazione incrociata concava: i primi contengono diffusamente gusci di molluschi continentali, impronte di foglie e di canne palustri, livelli di lignite; all'interno dei sedimenti sabbiosi si rinvengono invece localmente scheletri di vertebrati continentali talvolta completi (*Zygodon borsoni*, *Anancus arvernensis*, *Stephanorhinus jeanvireti*, *Sus minor*, *Leptobos stenometopon*). Le caratteristiche sedimentologiche, l'abbondanza di fossili continentali, oltre alla locale presenza di intercalazioni di ligniti e di paleosuoli embrionali, suggeriscono di riferirla ad un ambiente di piana deltizia.

La composizione del ricco corredo paleontologico che caratterizza i sedimenti delle due unità indica che la deposizione dei sedimenti del Complesso Inferiore è avvenuta durante il Pliocene medio, in condizioni climatiche ancora subtropicali precedenti l'evento glaciale che si colloca tra 2,5 e 2,4 Ma (Rio *et al.*, 1991): questa collocazione stratigrafica è anche confermata dalle analisi magnetostratigrafiche effettuate nel corso della revisione e successivamente completate (Boano *et al.*, 1999b).

Il Complesso Inferiore risulta troncato verso l'alto dalla *Superficie di Cascina Viarengo*, che segna una leggera discordanza angolare tra i due complessi sedimentari: l'importanza cronologica di questa superficie d'erosione è provata da numerosi dati stratigrafici (Boano & Forno, 1996b), paleontologici (Ambrosetti *et al.*,

1996; Bertoldi, 1996; Caramiello & Siniscalco, 1996), strutturali (Boano *et al.*, 1996) e mineralogici (Angela-Franchini *et al.*, 1996).

Il *Complesso Superiore*, che poggia sulla Superficie di Cascina Viarengo, comprende a partire dal termine inferiore:

l'*Unità di Cascina Gherba*, costituita da sedimenti sabbiosi caratterizzati da stratificazione incrociata concava, per lo più privi di resti fossili: solo dubitativamente da questi potrebbero provenire alcuni denti di elefanti rinvenuti nel tratto della trincea ferroviaria compreso tra Dusino e San Paolo-Solbrito e attualmente conservati al Museo di Torino. Le caratteristiche sedimentologiche suggeriscono un ambiente di deposizione fluviale connesso con la divagazione di un grande corso d'acqua di pianura, verosimilmente di tipo *braided*;

l'*Unità di Mareto*, costituita da depositi siltoso-argillosi privi di stratificazione e ricchi di concrezioni carbonatiche, anch'essi per lo più privi di resti fossili: da essi provengono solo rari e poco significativi resti, quali ad esempio alcuni frammenti di palco di cervide e un frammento di dente di *Sus* sp. (Carraro, op. cit.). Le caratteristiche sedimentologiche e la sensibile alterazione suggeriscono di interpretarli 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 esondazione fluviale.

Il contenuto paleontologico dei sedimenti di queste due unità non permette una precisa collocazione cronologica del Complesso Superiore: le analisi palinologiche effettuate (Caramiello & Siniscalco, 1996), unitamente allo studio dei frammenti di vertebrati continentali e alla posizione stratigrafica, paiono suggerire un'età pleistocenica inferiore.

L'insieme degli elementi raccolti (Carraro, op. cit.) evidenzia inoltre un assetto strutturale sensibilmente più complesso rispetto a quello indicato nella letteratura precedente, in cui i sedimenti villafranchiani vengono descritti come interessati unicamente da una blanda sinclinale con asse E-W e privi di discontinuità strutturali. Come già ricordato, è invece emersa la presenza di una discordanza angolare tra i due complessi deposizionali riconosciuti: i sedimenti del Complesso Inferiore appaiono maggiormente deformati a costituire una sinclinale con asse E-W, inclinato di circa 10° verso W; i sedimenti del Complesso Superiore mostrano invece una più blanda deformazione formando pure una sinclinale con asse E-W, suborizzontale.

Ai margini nordorientale e occidentale dell'area-tipo di Villafranca d'Asti sono inoltre state individuate due importanti discontinuità strutturali indicate come "Zona di faglia di Cascina Fagliaverde" e "Zona di deformazione del Torrente Traversola". La prima, subverticale e con direzione media N120°E mette a contatto i sedimenti del Complesso Inferiore, a NE, con l'intera successione villafranchiana, a SW. E' costituita da più segmenti con associate faglie coniugate minori: il movimento complessivo è di tipo normale, con sollevamento relativo del settore marginale nordorientale nei confronti del settore sudoccidentale. La seconda, sviluppata in direzione N-S e con andamento circa verticale, mette a contatto i sedimenti del Complesso Superiore, a W, con i sedimenti marini pliocenici pre-villafranchiani e i sedimenti del Complesso Inferiore, a E: risulta di difficile ca-



Fig. 2 - Stratificazione piano-parallela delle sabbie plioceniche marine pre-villafranchiane, evidenziata dall'andamento delle concrezioni carbonatiche. Affioramento 100 m a N di Galleria Margherita.

Pre-Villafranchian marine sands planar-parallel bedded. Outcrop 100 m N of Galleria Margherita.

fianco settentrionale della Sinclinale di Asti caratterizzata da asse E-W debolmente inclinato verso W.

Sono costituiti in netta prevalenza da sabbie medio-fini, con tessitura relativamente costante sia arealmente che verticalmente: solo localmente si rinvergono livelli di ghiaie minute, costituite da ciottoli quarzosi con diametro fino a 2 cm, e livelli di sabbie fini e di silt. Generalmente questi sedimenti risultano privi di stratificazione; solo localmente mostrano stratificazione piano-parallela o strutture da moto ondoso, entrambe evidenziate dalla distribuzione dei resti fossili. Hanno prevalentemente colore giallo (2.5 Y 8/6 *Munsell*) e mostrano un notevole addensamento e una localizzata cementazione carbonatica: questi ultimi due caratteri consentono il frequente sviluppo di pareti con altezza di alcune decine di metri. Spesso la cementazione carbonatica non risulta distribuita in modo omogeneo ma interessa in maniera differenziale i livelli riccamente fossiliferi, caratterizzati da spessore decimetrico e notevole continuità laterale. In numerosi affioramenti si osserva la sovrapposizione di diversi orizzonti cementati che, a seguito dell'erosione differenziale, sporgono dalle pareti e appaiono aggettanti (Fig. 2): tale caratteristica rende questi sedimenti particolarmente ben riconoscibili.

La frazione sabbiosa, osservata al microscopio binoculare, risulta costituita in netta prevalenza da granuli di quarzo, di k-feldspato, di carbonati, da lamelle di mica bianca e da subordinati granuli di serpentino ed epidoto.

Questi sedimenti sono noti in letteratura per l'abbondante contenuto di macrofossili rappresentati pre-

valentemente da gusci di molluschi marini e più raramente da macroresti vegetali (cfr. Tav. 1). I gusci appaiono in genere concentrati in orizzonti o in strati bioclastici, particolarmente diffusi nel settore immediatamente a N di Capriglio, o più raramente sparsi all'interno dei sedimenti: risultano in genere interi, spesso con le valve ancora in connessione e solo localmente ridotti in frammenti. Lo stato di conservazione dei resti è variabile: talvolta appaiono arricchiti in carbonato; in altri casi risultano parzialmente decarbonatati oppure è ben conservato solo il modello interno con impronta esterna. In alcuni affioramenti si osservano livelli bioturbati con oblitterazione delle strutture sedimentarie originarie; le gallerie, di forma cilindrica, hanno diametro attorno al centimetro e andamento prevalentemente verticale e orizzontale: in genere sono evidenziate da riempimenti sabbiosi con diversa tessitura e/o colorazione rispetto ai sedimenti circostanti (Fig. 3). Entro i livelli sabbiosi fini e siltosi si rinvergono talvolta frustoli vegetali e più raramente impronte di foglie e frammenti di tronchi fluitati: i diversi resti sono caratterizzati da una colorazione rosso-bruna dovuta all'ossidazione secondaria.

La natura sabbiosa di questi sedimenti, la locale stratificazione piano-parallela e le strutture da moto ondoso, suggeriscono di riferirli ad un ambiente marino con debole profondità (0-30 m), localmente controllato dalla forte energia idrodinamica del moto ondoso e delle correnti costiere: il ricco contenuto fossilifero permette di riferirli al Pliocene medio (Ferrero & Pavia, 1996).

	Settore A	Settore B Fascia occidentale	Fascia orientale	Settore C	Settore D
Sedimenti marini pliocenici pre-villafranchiani	Nord: 235 + 305 m Cascina Malino Centro: 230 + 305 Galleria Margherita Sud: 230 + 260 m Cascina Genevrato	Nord: 225 + 230 m Cava Buttigliera	Nord: 225 + 240 m Case Monferrino Centro: 215 + 230 m Cascina Barosca Sud: 210 + 215 m Colle Don Bosco	Nord: 205 + 230 m Cascina Mainito Centro: 200 + 225 m Bric Ottanto Sud: 195 + 210 m Madonna di Casale	Nord: 200 + 245 m Cascina Montasso Centro: 195 + 261 m Caprighio Sud: 205 + 310 m Cascina Barolo
Unità di Ferrere	Nord: 300 + 305 Galleria Margherita Centro: 295 + 300 m Cascina Gavotto Sud: 260 + 285 m Cascina Genevrato	Nord: 230 + 250 m Cava Buttigliera Centro: 210 + 215 m Cascina Malino	Nord: 240 + 250 m Case Monferrino Centro: 230 + 240 m Cascina Barosca Sud: 215 + 240 m Colle Don Bosco	Nord: 230 + 250 m Cascina Mainito Centro: 225 + 240 m Bric Ottanto Sud: 210 + 220 Madonna di Casale	Nord: 245 + 255 m Cascina Montasso
Unità di San Martino		Nord: 225 + 265 m Buttigliera Centro: 195 + 270 m Case Gianni Sud: 190 + 220 m Savi	Nord: 250 + 280 m Case Monferrino Centro: 240 + 255 m Cascina Barosca Sud: 235 + 270 m Colle Don Bosco	Nord: 250 + 275 m Cascina Mainito Centro: 240 + 275 m Bric Ottanto Sud: 220 + 245 m Madonna di Casale	
Superficie di Cascina Viarengo		Sud: 220 m Savi		Sud: 245 m Madonna di Casale	
Superficie di Cascina Guerrina		Nord: 265 m Buttigliera Centro: 260 Crivelle	Nord: 280 m Case Monferrino Centro: 255 Cascina Barosca Sud: 270 m Colle Don Bosco		
Unità di Cascina Gherba		Sud: 220 + 230 m Savi		Sud: 245 + 260 m Madonna di Casale	
Unità di Maretto		Sud: 230 + 260 m Savi			
Unità di Morialdo		Nord: 265 + 275 m Buttigliera Centro: 260 + 270 m Crivelle	Nord: 280 + 295 m Case Monferrino Centro: 255 + 270 m Cascina Barosca		
Unità di Buttigliera		Nord: 275 + 285 m Buttigliera Centro: 270 + 275 m Crivelle	Centro: 270 + 275 m Cascina Barosca		

Tab. 1 - Distribuzione delle diverse unità stratigrafiche e delle superfici d'erosione.

Distribution of various stratigraphic units and erosional surfaces.

3.2 La successione "villafranchiana"

In analogia con quanto proposto nella revisione del Villafranchiano nell'area-tipo, sviluppata come si è detto immediatamente a S di quella oggetto del presente studio (cfr. inserto C in Tav. 1), vengono indicati come sedimenti villafranchiani quelli assimilabili per *facies* e posizione stratigrafica con la successione descritta da Pareto (op. cit.). All'interno di questa sono state introdotte suddivisioni in base al criterio allostratigrafico, distinguendo unità separate dalle principali discontinuità erosionali (North American Commission on Stratigraphic Nomenclature, 1983; Pasquarè *et al.*, 1992). Numerose sono le superfici di erosione intercalate nella successione studiata: al fine di stabilirne una gerarchizzazione in base all'estensione dell'intervallo di tempo che sopprimono e di individuare quelle con sviluppo areale regionale, è stato necessario valutare l'importanza di ciascuna utilizzando il maggior numero di elementi disponibili (ad esempio il diverso contenuto fossilifero, il differente grado di addensamento e di tettonizzazione delle formazioni sotto- e soprastanti).

In base a tutti questi elementi e alla continuità laterale che la successione villafranchiana in esame presenta rispetto all'area-tipo, si è potuto accertare che le suddivisioni stratigrafiche di rango superiore definite nell'area-tipo (Complesso Inferiore e Complesso Superiore) trovano la loro prosecuzione anche nell'area oggetto del presente studio. Pur essendo

queste suddivisioni principali valide in entrambe le aree, esiste una stretta correlabilità stratigrafica tra le due solo per quanto riguarda il Complesso Inferiore, distribuito con continuità e con caratteristiche analoghe, consentendo quindi di riconoscere nelle due aree le stesse unità (Unità di Ferrere e Unità di San Martino). Per quanto riguarda invece la superficie di erosione che separa i due complessi e i soprastanti sedimenti del Complesso Superiore la correlabilità è più labile (cfr. inserto A in Tav. 1). In particolare la discontinuità erosionale principale, caratterizzata nell'area-tipo di Villafranca d'Asti da notevole continuità laterale e da andamento suborizzontale (Superficie di Cascina Viarengo), mostra nell'area in esame un assetto articolato e una distribuzione discontinua, suggerendo la necessità di una sua differenziazione areale; il segmento meridionale, indicato ancora come Superficie di Cascina Viarengo, è caratterizzato da una sensibile inclinazione verso S e da una sostanziale continuità con l'area-tipo; il segmento settentrionale, indicato come Superficie di Cascina Guerrina, mostra invece andamento sensibilmente concavo, caratterizzato da notevoli inclinazioni verso S e verso N, ed è separato dalla Superficie di Cascina Viarengo da un rilievo sepolto (Alto di Case Gianni). L'importanza di queste superfici (Superficie di Cascina Viarengo e Superficie di Cascina Guerrina), "incastrate" nei sedimenti del Complesso Inferiore, è stata dedotta dal fatto che esse, oltre ad avere estensione regionale e a separare sedimenti con caratteri-

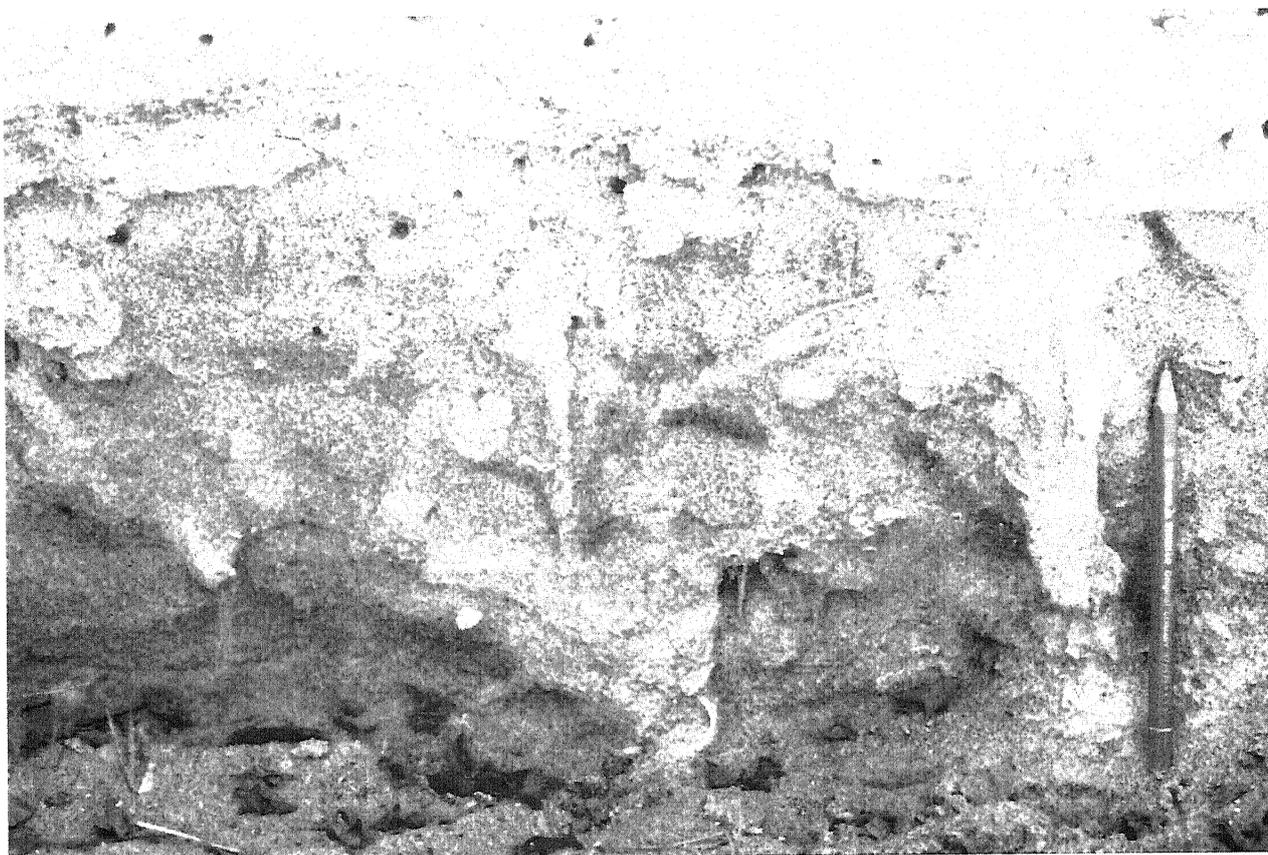


Fig. 3 - Bioturbazioni nelle sabbie marine plioceniche pre-villafranchiane. Affioramento 100 m a N di Galleria Margherita.
Burrows in the pre-Villafranchian marine sands. Outcrop 100 m N of Galleria Margherita.

stiche tessiturali, sedimentologiche, paleontologiche e petrografiche differenti, sottolineano anche una leggera discordanza angolare.

I sedimenti che si sviluppano al di sopra dei due segmenti erosionali menzionati, anch'essi privi di continuità laterale e pertanto separati arealmente, mostrano differente composizione mineralogica: l'osservazione che tali sedimenti risultano compresi tra il Complesso Inferiore e i Depositi Fluviali Terrazzati suggerisce però una loro possibile correlabilità in base al criterio dell'inquadramento e una loro attribuzione al Complesso Superiore. Questi sedimenti sono anch'essi distinti arealmente in differenti unità: i sedimenti che coprono la Superficie di Cascina Viarengo sono stati indicati come Unità di Cascina Gherba e di Mareto; quelli che coprono la Superficie di Cascina Guerrina sono stati invece indicati come Unità di Morialdo e di Buttigliera.

Le diverse unità sono state contraddistinte con toponimi di località in cui sono presenti affioramenti particolarmente significativi, ubicati alcuni nell'area di studio (Unità di Morialdo e di Buttigliera) e altri nell'area-tipo di Villafranca d'Asti (Unità di Ferrere, di San Martino, di Cascina Gherba e di Mareto).

3.2.1 Il Complesso Inferiore

3.2.1a L'Unità di Ferrere

I sedimenti dell'Unità di Ferrere, che costituisce il termine basale della successione villafranchiana, affiorano nell'area in esame in tutta l'estesa fascia centrale per un'estensione di circa 20 km² (cfr. Tav. 1): le stratigrafie dei pozzi per acqua ne suggeriscono inoltre la diffusa presenza a debole profondità in tutto il sottosuolo dell'Altopiano di Poirino (Canavese *et al.*, 1999). Sono ben osservabili in alcuni fronti di cava che offrono l'esposizione di sezioni relativamente estese, con lunghezza fino a 100 m e altezza fino a 20 m, e in numerosi affioramenti con dimensioni ridotte: l'affioramento di maggiori dimensioni è rappresentato dal fronte della Cava di Buttigliera⁽²⁾ (Fig. 4), cui seguono gli affioramenti a ridosso di Case Costa del Molino e quelli circostanti Valcappone e Case Appiano.

I sedimenti di questa unità costituiscono un corpo sedimentario principale e due minori, sviluppati in areali distinti e con differente posizione altimetrica, separati dalle principali discontinuità strutturali (cfr. inserto B in Tav. 1, profili III e V). Nel Settore A si sviluppa uno dei

⁽²⁾ Il fronte indicato nel testo in modo semplificato come Cava di Buttigliera, è ubicato in corrispondenza al fianco destro della Valle Bardella e, pur essendo compreso nel territorio comunale di Castelnuovo Don Bosco, risulta molto prossimo al concentrico di Buttigliera d'Asti (1 km a NE del concentrico).

Minerali	Unità di Ferrere	Unità di San Martino	Unità di Morialdo	Unità di Cascina Gherba
Quarzo	xxxx	xxxx	xx	xxxx
K-feldspato	xx	xx	xxx	xx
Mica bianca	xxx	xxx	xx	xx
Carbonati	xx	xx	-	x
Biotite	x	x	xx	x
Clorite	/	/	xx	/
Plagioclasio	xx	x	xx	x
Epidoti	x	x	xx	-
Granato	--	--	x	--
Glaucofane	/	/	xx	/
Tremolite	/	/	-	/
Attinoto	/	/	-	/
Zircone	-	-	-	-
Rutilo	-	-	-	-
Titanite	xx	xx	--	/
Apatite	x	x	-	x
Tormalina	--	--	--	--
Prod. Limonitici	xx	xx	x	xx
Opachi	xx	xx	xx	xx

Tab. 2 - Mineralogia dei sedimenti sabbiosi. I simboli utilizzati sono i seguenti: xxxx minerali prevalenti; xxx molto abbondanti; xx abbondanti; x poco abbondanti; - scarsi; -- molto scarsi; / assenti.

Mineralogy of studied sediments. The symbols are: xxxx predominant mineral; xxx very abundant; xx abundant; x poorly abundant; - scanty; -- very scanty; / absent.

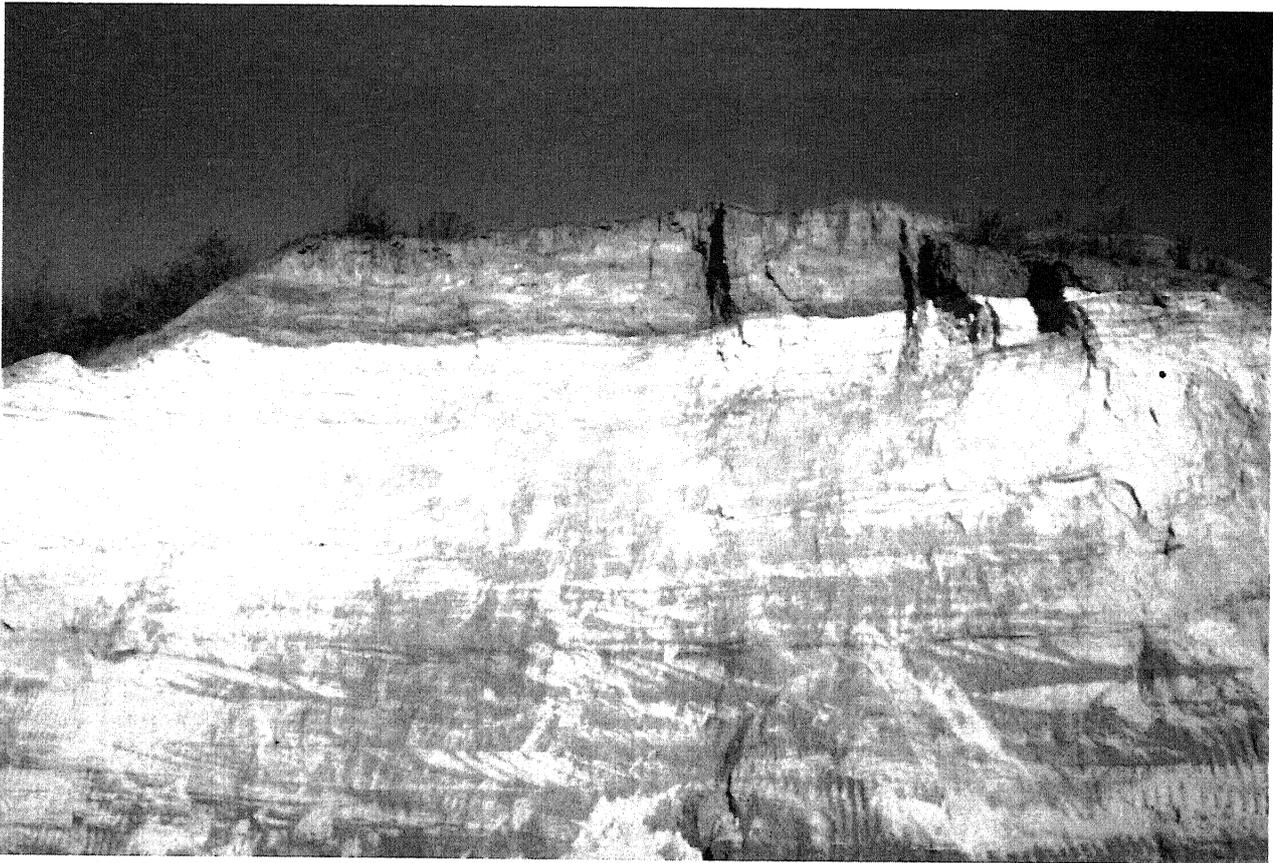


Fig. 4 - Nella Cava di Buttigliera è visibile il limite netto tra i sedimenti sabbiosi dell'Unità di Ferrere, caratterizzati da stratificazione incrociata concava, e i sovrastanti sedimenti siltosi dell'Unità di San Martino.

Abrupt boundary between the sands of Ferrere Unit (cross-bedding) and the silts of San Martino Unit (Cava di Buttigliera).

corpi sedimentari minori la cui geometria originaria non è riconoscibile perché sensibilmente modificata dall'erosione successiva: gli spessori conservati, di circa 25 m, rappresentano verosimilmente solo una piccola parte dello spessore complessivo. Nel Settore B e nel Settore C si sviluppano rispettivamente il corpo principale e il secondo corpo minore, entrambi con geometria lenticolare, osservabili nel loro spessore complessivo variabile tra 10 e 25 m, per il corpo principale, e tra 10 e 20 m, per il corpo minore (cfr. Tab. 1).

Complessivamente questi sedimenti immergono verso SW, mostrando in genere modeste inclinazioni comprese tra 5° e 15°: ripropongono quindi la stessa geometria sinclinale già descritta per la successione pre-villafranchiana. Poggiano sui sedimenti marini pliocenici pre-villafranchiani (cfr. inserto A in Tav. 1) tramite un contatto di natura variabile, osservabile solo localmente: nella maggior parte dei casi le due unità sono in continuità di sedimentazione, come ad esempio negli affioramenti a ridosso di Case Monferrino, in quelli a E di Cascina Mainito e a N di Cascina Torretta; localmente si osservano interdigitazioni fra le due unità (affioramento 800 m a SE di Cascina Carretto).

I sedimenti dell'Unità di Ferrere sono costituiti prevalentemente da sabbie medio-grossolane con stratificazione incrociata concava (Fig. 5), spesso caratterizzate da una evidente bimodalità nell'orientazione delle lamine. Al di sopra di evidenti superfici di erosione, anch'esse con andamento concavo ed estese lateralmente per alcuni metri, si sviluppano sequenze di sedimenti

che mostrano una tessitura progressivamente più fine verso l'alto: alla base prevalgono le sabbie grossolane con laminazione incrociata a grande scala, che costituiscono corpi lenticolari di spessore metrico e rappresentano la *litofacies* nettamente più diffusa; verso l'alto si osservano sabbie medie, caratterizzate anch'esse da laminazione incrociata, costituenti corpi lenticolari con spessore decimetrico. Solo molto localmente, al tetto di queste ultime, sono presenti sedimenti siltosi con laminazione piano-parallela costituenti intercalazioni di spessore centimetrico. La modesta diffusione dei sedimenti fini è legata, secondo ogni evidenza, alla presenza delle superfici d'erosione che troncano a più livelli le sequenze, conservando in genere solo i livelli basali dei diversi termini. Molto localmente, all'interno dei sedimenti sabbiosi, si osservano corpi sabbioso-ghiaiosi anch'essi caratterizzati da stratificazione incrociata (affioramento ubicato circa 150 m a SW di Cascina Genevratto): questi colmano depressioni con larghezza di alcuni metri. I ciottoli, con diametro prevalentemente compreso fra 2 e 4 cm, mostrano elevato arrotondamento e media sfericità e sono immersi in una matrice prevalentemente sabbiosa grossolana (per la litologia cfr. *infra*). La base dei sedimenti sabbioso-ghiaiosi, dove visibile, è sottolineata da ciottoli con diametro fino a 10 cm e da *clay-chips* disposti a evidenziare la stratificazione (affioramento 200 m a SE di Cascina Pauretto).

Nei sedimenti sabbiosi grossolani sono presenti talvolta *sand-chips* con diametro di alcuni centimetri, caratteristici di questa unità e particolarmente diffusi in

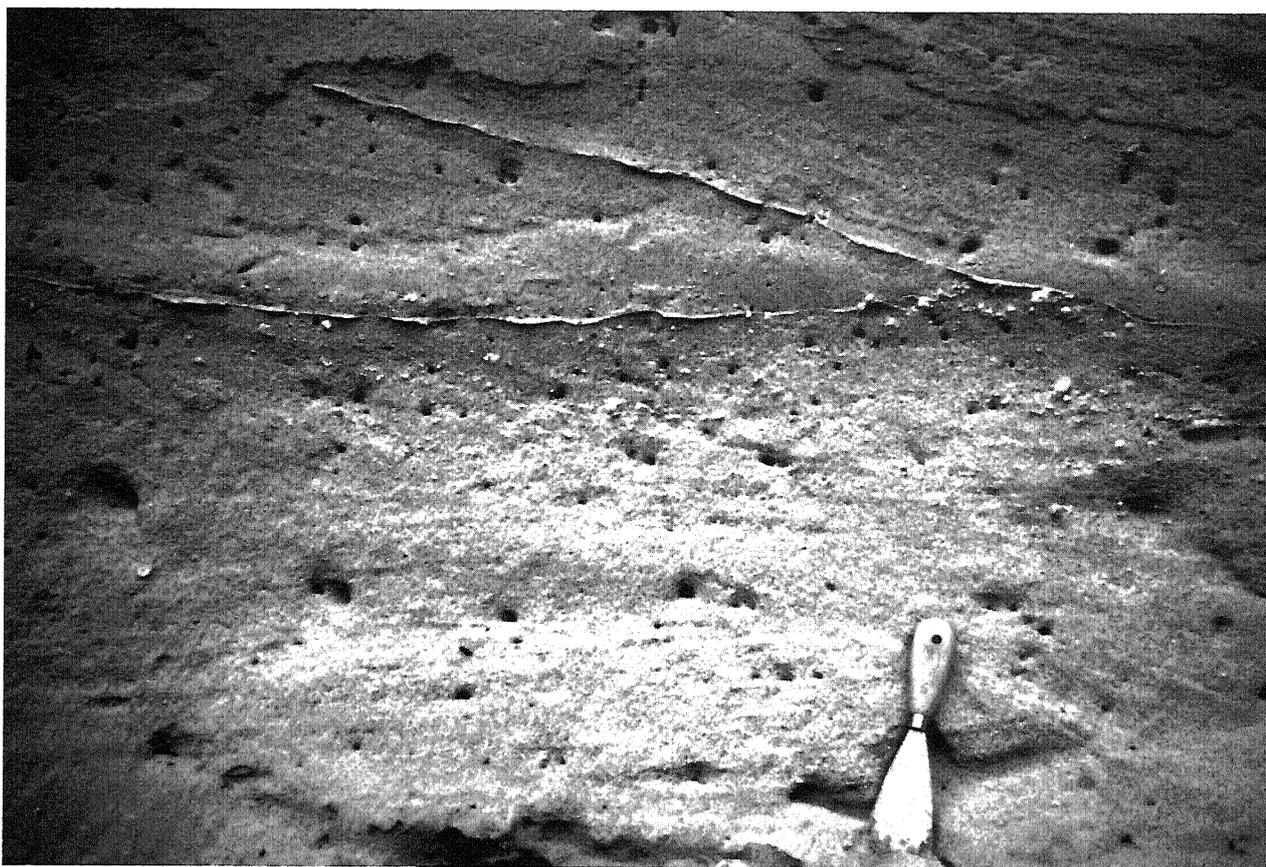


Fig. 5 - Dettaglio della stratificazione incrociata dell'Unità di Ferrere. Affioramento 1 km a SW di Cascina Appiano.

Cross-bedding in the Ferrere Unit. Outcrop 1 km SW of Cascina Appiano.

corrispondenza al fronte della Cava di Buttigliera. Nelle sabbie si osservano localmente *ripples*, prevalentemente asimmetrici, talvolta separati da livelli pelitici continui o da lenti pelitiche (strutture *flaser* e *lenticular bedding*); al contatto fra sedimenti con diversa tessitura si osservano talvolta strutture da fuoriuscita d'acqua.

I sedimenti dell'Unità di Ferrere mostrano un adensamento notevole, che favorisce la conservazione di pareti subverticali con altezza di alcune decine di metri: questo carattere rappresenta uno degli elementi di differenziazione con i sedimenti sabbiosi delle più recenti Unità di Cascina Gherba e di Morialdo (cfr. §3.2.3a e 3.2.3c). Mostrano in genere una colorazione gialla (2.5 Y 8/6 *Munsell*) o più localmente bruna (7.5 YR 4/6 *Munsell*) o nera, variabile sia arealmente che nell'ambito di uno stesso affioramento e legata alla presenza degli ossidi di ferro e di manganese, variamente distribuiti e prevalentemente concentrati a sottolineare le strutture sedimentarie: tale carattere permette ove presente, insieme alla tessitura e alle diverse strutture sedimentarie, la distinzione dei depositi dell'Unità di Ferrere dai sottostanti sedimenti marini pliocenici pre-villafranchiani.

La frazione sabbiosa, osservata al microscopio binoculare, risulta costituita in ordine di abbondanza da quarzo, mica bianca, K-feldspato, plagioclasio e da subordinati minerali opachi; inoltre alcuni campioni presentano quantità variabili di epidoti, biotite, zircone, granato, titanite, apatite e rutilo (cfr. Tab. 2 e Fig. 22). Dove le condizioni degli affioramenti lo hanno permesso, sono state effettuate determinazioni sistematiche dei ciottoli delle *facies* ghiaiose che hanno evidenziato mediamente la seguente costituzione litologica: quarziti (50%), gneiss (15%), dolomie (15%), micascisti (10%), gabbri (5%) e serpentiniti (5%).

I sedimenti di questa unità, noti nell'area-tipo di Villafranca d'Asti per l'abbondante contenuto di gusci di molluschi marini e la subordinata presenza di frammenti di vertebrati continentali, hanno nell'area di studio un contenuto fossilifero relativamente modesto (cfr. Tav. 1). Nella maggior parte degli affioramenti infatti i resti sono molto scarsi o addirittura assenti; solo talvolta si osservano invece concentrazioni di gusci che appaiono ridotti in frammenti o sensibilmente usurati; molto localmente si osservano inoltre valve complete, poggiate sulle superfici di stratificazione o disperse in modo caotico. Spesso i frammenti di conchiglie risultano frammisti a *clay-chips* e a ciottoli, a sottolineare la base di canali erosivi. Frequentemente si osservano livelli bioturbati, analoghi a quelli osservati nei sedimenti marini pliocenici pre-villafranchiani sottostanti: la bioturbazione oblitera talvolta completamente le originali strutture sedimentarie.

In numerosi affioramenti, mescolati ai fossili marini, sono talvolta osservabili frammenti di tronchi o di rami, con lunghezza variabile fra alcuni centimetri e circa un metro e diametro prevalentemente centimetrico, la cui presenza è evidenziata da una colorazione rosso-bruna. Nell'affioramento circa 1 km a SE di Moriondo Torinese è stato rinvenuto un ceppo con altezza di circa 1 m e diametro di circa 50 cm, caratterizzato dalla presenza dell'apparato radicale (Fig. 6): la giacitura circa orizzontale ne suggerisce la natura fluitata.

Localmente in corrispondenza a ridotte intercalazioni siltose caratterizzate da laminazione piano-pa-

rallela sono conservate rare impronte di foglie (essenzialmente *Taxodium*, *Corylus*, *Alnus*, *Glyptostrobus*), distribuite a sottolineare la stratificazione ed evidenziate anch'esse da una colorazione rosso-bruna: particolarmente ben conservate risultano le impronte rinvenute in corrispondenza all'affioramento 600 m a NE di Garesio.

Inoltre in alcuni affioramenti, come ad esempio immediatamente a N dell'abitato di Valdeserri, sono stati rinvenuti alcuni frammenti ossei di vertebrati continentali disarticolati confrontabili come attribuzione tassonomica ai resti rinvenuti più diffusamente nell'area-tipo (cfr. §2.) (A. Mottura, com. pers.).

La natura sabbiosa grossolana dei sedimenti dell'Unità di Ferrere, caratterizzata da stratificazione incrociata concava, unitamente al rinvenimento, seppure localizzato, di frammenti di molluschi marini mescolati a macroresti vegetali (tronchi, rami e impronte di foglie) e a frammenti di vertebrati continentali suggerisce che la deposizione sia avvenuta in un ambiente di fronte deltizio. La bimodalità riconoscibile nelle direzioni delle paleocorrenti e le strutture tipo *flaser* e *lenticular bedding* consentono di ipotizzare un'influenza tidale.

La composizione dei clasti è in accordo con l'alimentazione da parte del bacino del F. Tanaro; il ricco corredo paleontologico, rinvenuto essenzialmente nell'area-tipo del Villafranchiano (Carraro, op. cit.), indica concordemente un'età pliocenica media.



Fig. 6 - Ceppo fluitato, con conservato l'apparato radicale, rinvenuto nei sedimenti dell'Unità di Ferrere. Affioramento 1 km a SE di Moriondo Torinese.

Floated stamp in the Ferrere Unit. Outcrop 1 km SE of Moriondo Torinese.

3.2.1b L'Unità di San Martino

I sedimenti dell'Unità di San Martino, corrispondente al secondo termine della successione villafranchiana, affiorano su un'estensione di circa 30 km²: rappresentano il termine con l'areale di distribuzione più esteso essendo presenti nella maggior parte dell'area di studio, ad eccezione dei settori marginali in cui si ha invece l'affioramento continuo dei sedimenti marini pliocenici pre-villafranchiani. Sono osservabili in alcuni fronti di cava in corrispondenza ai quali affiorano sezioni relativamente estese, con lunghezza di circa 100 m e altezza di circa 20 m, in piccole cave e in numerosi affioramenti di dimensioni ridotte: tra gli affioramenti più significativi si hanno il fronte della Cava di Buttigliera (cfr. nota 2), lo scasso artificiale circa 300 m a N di Fontana Renenta e quelli immediatamente a ridosso di Case Peccato.

A seguito della dislocazione successiva i sedimenti di questa unità costituiscono due distinti corpi sedimentari con geometria lenticolare, caratterizzati da areali di distribuzione e posizione altimetrica differenti, separati dalle principali discontinuità strutturali (cfr. inserto B in Tav. 1, profili III e V). Nel Settore B si sviluppa il corpo principale, interrotto solo in corrispondenza alle incisioni vallive: nella fascia occidentale non è visibile il suo spessore complessivo, non affiorandone la base, e la potenza massima osservabile è di circa 75 m (Alto di Case Gianni); nella fascia centroorientale dello stesso settore è invece osservabile lo spessore complessivo, variabile tra 15 e 45 m. Il corpo minore, anch'esso inter-

rotto solo in corrispondenza alle incisioni vallive, è sviluppato nel Settore C ed è visibile per l'intero spessore, compreso tra 25 e 40 m (Case Gianolio e Madonna di Casale) (cfr. Tab. 1).

In analogia a quanto descritto per i termini inferiori, questi sedimenti sono caratterizzati complessivamente da una modesta inclinazione (compresa tra 5 e 15°) verso SW, costituendo il fianco settentrionale della struttura sinclinale caratterizzata, come si è detto, da asse E-W inclinato verso W. Poggiano sui sedimenti dell'Unità di Ferrere (cfr. inserto A in Tav. 1) tramite un contatto di natura stratigrafica che in genere appare netto, come si può osservare ad esempio nell'affioramento 200 m a S di Cascina Nuova e nel fronte della Cava di Buttigliera (Fig. 4); in altri casi si ha invece un passaggio graduale, sottolineato da ripetute alternanze (affioramento situato circa 100 m a SE di Casotto Rovello) o si hanno interdigitazioni fra le due unità (affioramenti immediatamente a W di Case Valmartina).

Questi sedimenti sono caratterizzati da una notevole variabilità di *facies*, essendo costituiti da ripetute alternanze lenticolari a scala metrica, decimetrica e centimetrica, di sedimenti siltosi, siltoso-argillosi e sabbiosi minuti (Fig. 7): le *facies* siltose e siltoso-argillose e quelle sabbiose, distinte cartograficamente tra loro (cfr. Tav. 1), hanno nell'area in esame importanza circa confrontabile, a differenza di quanto osservabile nell'area-tipo dove invece le prime erano nettamente prevalenti.

I sedimenti siltosi, risultano particolarmente diffusi al margine sudoccidentale del Settore B e nel Settore



Fig. 7 - Alternanze lenticolari di silt e sabbie dell'Unità di San Martino: è osservabile un livello nero ricco di macroresti vegetali parzialmente lignitizzati. Affioramento 300 m a N di Fontana Renenta.

Alternating silts and sands of San Martino Unit with a black layer rich of plant remains. Outcrop 300 N of Fontana Renenta.

C: mostrano in genere una laminazione piano-parallela millimetrica; meno frequentemente presentano solo un accenno di laminazione o ne sono privi. Talvolta contengono una frazione carbonatica organogena: localmente tale frazione è così rilevante da dare origine a intercalazioni marnose di spessore decimetrico. I sedimenti sabbiosi sono costituiti in netta prevalenza da sabbie fini con laminazione incrociata, localmente interessate da *ripples*; subordinate sono invece le sabbie fini prive di laminazione e le sabbie grossolane con laminazione incrociata.

Nelle aree in cui prevalgono i sedimenti siltosi, spesso ricchi di macroresti vegetali (cfr. *infra*), la distinzione sia rispetto ai sedimenti marini sottostanti sia rispetto a quelli continentali soprastanti, entrambi in netta prevalenza sabbiosi, risulta relativamente semplice; nelle aree in cui sono molto diffusi i sedimenti sabbiosi tale distinzione è invece piuttosto complessa ed è legata alla tessitura relativamente più fine e alla sporadica presenza di fossili continentali, praticamente assenti nelle unità sotto- e soprastanti.

Molto localmente si osservano corpi lenticolari costituiti da sequenze decimetriche di sedimenti progressivamente ghiaiosi, sabbiosi e siltosi sviluppati al di sopra di superfici d'erosione con andamento concavo, sottolineate dalla distribuzione dei ciottoli. In corrispondenza al fronte della Cava di Buttigliera (cfr. nota 2) si sviluppa ad esempio un corpo lenticolare, con larghezza di alcuni metri e spessore compreso tra alcuni decimetri e circa 1 metro, caratterizzato alla base dalla presenza di sedimenti ghiaiosi con laminazione incrociata concava: i ciottoli, concentrati al di sopra della superficie d'erosione e caratterizzati da elevato arrotondamento e media sfericità, hanno diametro prevalentemente compreso fra 2 e 4 cm, con rari clasti fino a 10 cm (per la composizione cfr. *infra*); la matrice, in quantità subordinata, è costituita essenzialmente da sabbie grossolane. Al di sopra si sviluppano sedimenti sabbiosi con laminazione incrociata; al tetto infine si osservano sedimenti siltosi con laminazione piano-parallela.

I sedimenti dell'Unità di San Martino mostrano nel loro insieme un sensibile addensamento, particolarmente rilevante nei silt: negli affioramenti privi di fossili e di strutture sedimentarie, tale carattere rappresenta l'elemento che contraddistingue questi sedimenti da quelli, sensibilmente meno addensati, delle soprastanti Unità di Maretto e di Buttigliera (cfr. §3.2.3b e 3.2.3d); il notevole addensamento è evidenziato dalla maggiore acclività dei tratti di versante impostati in questi sedimenti rispetto a quella dei tratti modellati nei sedimenti del Complesso Superiore.

I sedimenti dell'Unità di San Martino mostrano colore in genere grigio chiaro (2.5 Y 7/1 *Munsell*): solo in corrispondenza a scavi esposti per lungo tempo assumono colorazione gialla (5Y 7/6 *Munsell*). Nei sedimenti siltoso-argillosi si osservano localmente orizzonti di spessore da centimetrico a decimetrico di colore grigio scuro (5 Y 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 metro, si hanno concentrazioni di concrezioni carbonatiche con diametro centimetrico. Questi orizzonti, presenti a più livelli nella successione e già riconosciuti nell'area-tipo, sono interpretabili come paleosuoli idromorfi.

Limitatamente all'Alto di Case Gianni, unico settore in cui questi sedimenti costituiscono il termine sommitale della successione conservata, al tetto dell'unità si osservano orizzonti con spessore metrico caratterizzati da una colorazione rossa (2.5 YR 4/6 *Munsell*), da una evidente fessurazione prismatica, dalla presenza di *gley* e *pseudogley*, dalla diffusione delle patine di argilla e dalla concentrazione di ossidi di manganese: questi orizzonti, attualmente in corso di studio (Boano *et al.*, 1999a), sono interpretabili come paleosuoli sensibilmente evoluti, attualmente sepolti al di sotto dei Depositi Fluviali Terrazzati. Negli altri settori, al tetto dell'unità, sono conservati localmente orizzonti con spessore inferiore e colore bruno-rossastro (7.5 YR 4/6 *Munsell*), interpretabili come relitti degli stessi paleosuoli, profondamente troncati dall'erosione successiva: questi orizzonti, conservati localmente al tetto dell'Unità di San Martino, sono interpretabili come la testimonianza di una intensa pedogenesi precedente la deposizione del Complesso Superiore.

Al microscopio binoculare la frazione sabbiosa risulta costituita in ordine di abbondanza da quarzo, mica bianca, K-feldspato e da subordinati minerali opachi; inoltre alcuni campioni presentano, quantità variabili di plagioclasio, epidoti, biotite, zircone, granato, rutilo, titanite, apatite, tormalina (cfr. Tab. 2 e Fig. 22).

I ciottoli presenti nei livelli ghiaiosi risultano costituiti, in ordine di abbondanza, da quarziti, quarziti conglomeratiche ("anageniti" *Auct.*), dolomie, calcari, gneiss, micascisti, gabbri e serpentiniti. Come per le altre unità sono state effettuate determinazioni sistematiche che hanno evidenziato le seguenti percentuali: quarziti (45%), quarziti conglomeratiche (15%), dolomie e calcari (10%), gneiss (10%), micascisti (8%), gabbri (6%) e serpentiniti (6%). La composizione di questi sedimenti è quindi confrontabile sia con quella della stessa unità affiorante nell'area-tipo di Villafranca d'Asti, sia con quella della sottostante Unità di Ferrere.

I sedimenti dell'Unità di San Martino rappresentano il termine decisamente più fossilifero della successione villafranchiana, noto nell'area-tipo per la diffusione dei vertebrati continentali: recentemente al margine settentrionale di quest'ultima, al limite con l'area in esame, è stato effettuato il rinvenimento di uno scheletro completo di *Stephanorhinus jeanvireti* (Campanino *et al.*, 1994); nella carta geologica nei casi in cui in uno stesso affioramento si abbia lo sviluppo di numerosi livelli sovrapposti contenenti lo stesso tipo di fossili il relativo simbolo figura, per semplificazione, una sola volta (cfr. Tav. 1).

In numerosi affioramenti sono stati rinvenuti macroresti vegetali caratterizzati da colore rosso-bruno o nero, legati a un arricchimento di ossidi di ferro e di manganese. In genere corrispondono a impronte di foglie, appartenenti prevalentemente a *Taxodium*, *Corylus*, *Alnus*, *Glyptostrobus* e a frammenti di canne palustri: particolarmente ricchi risultano i sedimenti siltosi caratterizzati da fitta laminazione piano-parallela. In altri casi corrispondono a frammenti di rami con lunghezza decimetrica e diametro di pochi centimetri e a concentrazioni di piccoli frustoli (cfr. Tav. 1). Più localmente corrispondono a radici in posto, con diametro millimetrico, sottolineate da concrezioni carbonatiche (*rizoconcrezioni*): queste risultano concentrate al tetto degli orizzonti di colore grigio scuro interpretati come paleosuoli idromorfi. Carat-

teristici di questa unità, anche se osservabili raramente, sono gli orizzonti con spessore decimetrico costituiti in netta prevalenza da frammenti di tronchi, di rami e di foglie parzialmente lignizzati, mescolati ad una subordinata matrice ricca di sostanza organica, indicati in Tav. 1 come ligniti; i frammenti hanno lunghezza variabile tra alcuni decimetri e alcuni centimetri e sono disposti a sottolineare l'andamento della stratificazione.

In numerosi affioramenti sono stati rinvenuti gusci di gasteropodi continentali (*Negulus*, *Viviparus*) e lamelibranchi dulcicoli, indicati in Tav. 1 genericamente come molluschi continentali. Questi risultano particolarmente diffusi all'interno dei depositi siltosi con laminazione piano-parallela e in corrispondenza agli orizzonti siltosi interpretati come paleosuoli idromorfi. I gusci, concentrati in livelli, appaiono sottili e parzialmente decarbonatati: hanno dimensioni comprese fra alcuni millimetri e circa 1 centimetro. I resti sono particolarmente abbondanti in corrispondenza agli affioramenti situati 250 m a S di Fontana Renenta, 150 m a E di Valdeserri, 220 m a SE di Cappelletta e 400 m a SE di Colle Don Bosco.

Sebbene durante il rilevamento non siano mai stati rinvenuti resti di vertebrati continentali è possibile ipotizzare che i frammenti ossei e i denti di mastodonte e di rinoceronte rinvenuti in occasione degli scavi per la costruzione dell'Istituto Salesiano del Colle Don Bosco (Loss, 1942; 1945) provenissero da sedimenti riferibili a questa unità, affioranti diffusamente nella corrispondente dorsale (cfr. Tav. 1).

La natura dei sedimenti dell'Unità di San Martino, corrispondenti ad alternanze di silt con laminazione piano-parallela, ricchi di frammenti di tronchi e di rami, impronte di foglie, canne palustri, radici in posto, frustoli e molluschi continentali, e di sabbie fini con stratificazione incrociata concava, contenenti localmente vertebrati continentali, suggerisce che la deposizione sia avvenuta in un ambiente di piana deltizia. In particolare le sabbie, associate localmente a silt privi di stratificazione, sono verosimilmente connesse alla presenza di canali, spesso soggetti a fenomeni di rotta fluviale; i silt sono invece legati all'esistenza di estese zone di intercanale, periodicamente allagate; la presenza di localizzati depositi di lignite indica il temporaneo sviluppo di ambienti palustri.

Come già ipotizzato per l'Unità di Ferrere, la composizione dei clasti è in accordo con l'alimentazione da parte del bacino del F. Tanaro; il ricco corredo paleontologico, rinvenuto essenzialmente nell'area-tipo, indica concordemente un'età pliocenica media.

3.2.2 Le Superfici di erosione di Cascina Viarengo e Cascina Guerrina

Come si è ricordato, il principale elemento erosionale riconosciuto all'interno della successione villafranchiana corrisponde alla superficie che separa i sedimenti del Complesso Inferiore da quelli del Complesso Superiore. La sua importanza è suggerita dalla profonda differenza esistente tra i sedimenti dei due complessi, per quanto riguarda il contenuto fossilifero, le strutture sedimentarie, il grado di addensamento e di deformazione (cfr. §3.2.1b, 3.2.3a e 3.2.3c). Questo elemento erosionale sopprime un intervallo di tempo con notevole estensione, corrispondente verosimilmente a parte del

Pliocene medio, all'intero Pliocene superiore e a parte del Pleistocene inferiore: il significato cronologico complessivo è desumibile dal confronto tra l'età dei sedimenti sotto-e soprastanti; la distribuzione areale discontinua non consente invece di stabilire nel dettaglio i rapporti cronologici esistenti tra i due segmenti che lo costituiscono. L'importanza di questa discontinuità erosionale è ulteriormente sottolineata dal rinvenimento di un suolo sviluppato al tetto dell'Unità di San Martino (cfr. §3.2.1b) e di diverse generazioni di prodotti colluviali interposti tra i sedimenti dei due complessi: questi ultimi contengono locali concentrazioni di resti fossili corrispondenti a frammenti di vertebrati continentali provenienti sia dalla rielaborazione dei resti del Complesso Inferiore, sia associati direttamente ad essi (Boano *et al.*, 1999a); l'insieme di queste evidenze conferma l'ampio intervallo di tempo intercorso tra la deposizione dei due complessi, tale da consentire lo sviluppo di importanti fenomeni pedogenetici e di rimodellamento.

Come già ricordato (cfr. §3.2), questo elemento erosionale si articola in due segmenti distribuiti rispettivamente a Sud (Superficie di Cascina Viarengo) e a Nord (Superficie di Cascina Guerrina) rispetto all'Alto di Case Gianni: su questi riposano sedimenti che, pur presentando *facies* molto simili, sono caratterizzati da differente composizione petrografica dei clasti, indicando un'alimentazione da bacini idrografici diversi. Sulla scorta di questi elementi i due segmenti sono stati tenuti distinti e rappresentati in maniera differenziata nella carta geologica (cfr. Tav. 1).

3.2.2a La Superficie di Cascina Viarengo

La Superficie di Cascina Viarengo, sviluppata nell'intera area-tipo di Villafranca d'Asti al di sopra dei sedimenti dell'Unità di San Martino, è compresa solo nella fascia marginale meridionale dell'area di studio per un'estensione di circa 5 km². Analizzandola nel suo areale di distribuzione complessivo, comprendente anche l'area-tipo (cfr. inserto C in Tav. 1), appare mediamente inclinata di pochi gradi (5°) verso S: limitatamente all'area di studio l'inclinazione diventa sensibilmente maggiore (40°), a configurare una scarpata con altezza di circa 60 m, corrispondente al versante meridionale sepolto dell'Alto di Case Gianni (cfr. inserto A in Tav. 1). Anche in assenza di affioramenti adeguati le locali differenze di quota che essa presenta suggeriscono che questa superficie sia caratterizzata, nel suo intero areale di distribuzione, da blande ondulazioni con ampiezza di alcuni metri (cfr. Fig. 33 in Carraro, op. cit.). E' direttamente osservabile solo localmente, in corrispondenza a ridotti affioramenti: essa appare particolarmente ben esposta nella fascia marginale occidentale, dove è osservabile rispettivamente 500 m a SE e 650 m a E dell'abitato di Savi (cfr. Tab. 1).

Nel suo sviluppo, attualmente interrotto unicamente in corrispondenza alle incisioni vallive, appare dislocata dalla Faglia di Serra (cfr. inserto B in Tav. 1, profilo III) e dai diversi segmenti che costituiscono la Zona di faglia di Cascina Fagliaverde.

Nell'intero areale di distribuzione la Superficie di Cascina Viarengo separa, come si è detto, i sedimenti deltizi del Complesso Inferiore (cfr. §3.2.1b) da quelli del Complesso Superiore riferibili invece ad un ambien-

te francamente fluviale (cfr. §3.2.3a). L'esteso sviluppo areale (superiore al centinaio di km²) e l'andamento a configurare una profonda depressione entro i sedimenti dell'Unità di San Martino suggeriscono il modellamento da parte di importanti corsi d'acqua e sono in accordo con la natura poligenica, sia in senso genetico che cronologico, già ipotizzata per il tratto compreso nell'area-tipo di Villafranca d'Asti (Carraro, op. cit.).

3.2.2.a La Superficie di Cascina Guerrina

La Superficie di Cascina Guerrina è sviluppata in un'area localizzata, su una estensione di circa 11 km² totalmente compresa entro il Settore B; mostra una configurazione concava corrispondendo a un'ampia depressione modellata nei sedimenti dell'Unità di San Martino, con ampiezza di circa 4 km e profondità di circa 30 m, caratterizzata da asse SW-NE debolmente inclinato verso SW (circa 5°) (cfr. inserto A in Tav. 1). È osservabile in corrispondenza a rari affioramenti e in particolare circa 150 m a E del cimitero di Buttigliera, dove è interessata da locali depressioni profonde alcune decine di centimetri, 250 m a S di Cascina Sussambrino e 200 m a SE dell'abitato di Morialdo, dove invece appare subpianeggiante (cfr. Tab. 1).

La Superficie di Cascina Guerrina, in analogia a quella di Cascina Viarengo, separa, i sedimenti del Complesso Inferiore riferibili come si è detto ad un ambiente deltizio (cfr. §3.2.1b) da quelli del Complesso Superiore riferibili invece ad un ambiente francamente fluviale (cfr. §3.2.3b): il ridotto sviluppo areale e l'andamento a configurare una più modesta depressione entro i sedimenti dell'Unità di San Martino suggeriscono il modellamento da parte di corsi d'acqua d'importanza locale.

3.2.3 Il Complesso Superiore

Il Complesso Superiore verrà di seguito descritto in ideale prosecuzione dell'area-tipo del Villafranchiano, esaminando nell'ordine la successione presente a S dell'Alto di Case Gianni (dal basso Unità di Cascina Gherba e di Maretto) e la successione presente a N dello stesso elemento morfologico (dal basso Unità di Morialdo e di Buttigliera).

3.2.3a Unità di Cascina Gherba

I sedimenti dell'Unità di Cascina Gherba, sviluppati al di sopra della Superficie di Cascina Viarengo, sono delimitati verso N dalla scarpata con altezza di circa 60 m che, come si è detto, costituisce il versante meridionale sepolto dell'Alto di Case Gianni (cfr. inserto A in Tav. 1). Nell'area di studio hanno distribuzione limitata, essendo presenti ai margini sudoccidentali del Settore B e del Settore C, su un'estensione di circa 5 km²: gli stessi sedimenti hanno invece nell'area-tipo di Villafranca d'Asti una distribuzione generalizzata, costituendo un corpo sedimentario tabulare, con estensione di circa 80 km², di cui nell'area di studio è conservato il margine settentrionale. Appaiono osservabili in affioramenti naturali di modeste dimensioni, ubicati

prevalentemente in corrispondenza a sorgenti sviluppate alle testate dei corsi d'acqua secondari, spesso impostate alla base dell'unità, o coincidenti con piccole nicchie di distacco di frane: lo sviluppo delle testate dei corsi d'acqua e la diffusione delle nicchie di distacco consentono quindi di individuarne la presenza anche in assenza di affioramenti; sono inoltre riconoscibili in estese aree di subaffioramento in corrispondenza a campi arati, che consentono una buona affidabilità nell'interpolazione dei limiti.

A seguito della dislocazione successiva formano due distinti corpi lenticolari, separati dalla Zona di faglia di Cascina Fagliaverde (cfr. Tav. 1): il corpo principale, sviluppato a S dove questi sedimenti costituiscono l'unico termine conservato del Complesso Superiore, mostra spessori variabili tra circa 10 m al margine occidentale (abitato di Savi) e circa 30 m nella fascia centrale (Cascina Viarengo); il corpo minore, sviluppato a N, ha invece uno spessore di circa 10 m (Madonna di Casale) (cfr. Tab. 1). Entrambi i corpi risultano continui, interrotti solo in corrispondenza alle incisioni fluviali: nel loro areale di distribuzione complessivo questi sedimenti sono caratterizzati da una modesta inclinazione verso S (5°), costituendo il fianco settentrionale di una struttura sinclinale con asse E-W, suborizzontale, e risultano pertanto lievemente discordanti rispetto a quelli del Complesso Inferiore, dai quali sono sempre separati da un contatto erosionale.

I sedimenti di questa unità sono costituiti in netta prevalenza da sabbie, con una subordinata frazione ghiaiosa, caratterizzate da stratificazione incrociata concava e più localmente prive di stratificazione. Si sviluppano su superfici d'erosione concave, caratterizzate da depressioni con ampiezza di alcuni metri e profondità di alcuni decimetri, articolate in depressioni minori: talvolta al di sopra di queste superfici si sviluppano successioni metriche di sedimenti gradati, progressivamente più fini verso l'alto. In prossimità della superficie di appoggio basale è spesso presente un orizzonte carbonatico di spessore decimetrico, legato alla concentrazione secondaria dei carbonati in corrispondenza al contatto con i sottostanti sedimenti meno permeabili dell'Unità di San Martino. In alcuni affioramenti i sedimenti risultano interessati da un'intensa cementazione carbonatica, responsabile della formazione di livelli arenacei con spessore fino ad un metro: tali livelli sottolineano spesso il limite con i sovrastanti sedimenti siltosi dell'Unità di Maretto e sono verosimilmente connessi con l'oscillazione della falda.

Presentano un grado di addensamento modesto responsabile della debole acclività dei tratti di versante sviluppati in questa unità e della rapida obliterazione delle scarpate naturali o artificiali. Mostrano colore prevalentemente grigio (5Y 6/1 *Munsell*): solo molto localmente si osservano concentrazioni di ossidi di ferro e di manganese disposti a evidenziare la stratificazione.

La frazione sabbiosa è costituita prevalentemente da quarzo, K-feldspato, lamelle di mica bianca e carbonati (cfr. Tab. 2 e Fig. 22); la frazione ghiaiosa è costituita in netta prevalenza da quarziti (45%) e quarziti conglomeratiche ("anageniti" *Auct.*) (35%) e subordinatamente da gneiss (7%), micascisti (5%), gabbri (4%), dolomie (3%) e rarissime serpentiniti (1%): la composizione di questi sedimenti è quindi confrontabile quella delle unità del Complesso Inferiore.

I sedimenti di questa unità risultano per lo più privi di fossili, non essendo nota neppure nell'area-tipo la presenza di reperti significativi: solo un numero molto esiguo dei resti di vertebrati descritti in letteratura, e in particolare alcuni denti di *Elephas meridionalis* di cui non è precisata la località di rinvenimento, sono riferibili dubitativamente a questa unità (Carraro, op. cit.).

La natura sabbiosa e sabbioso-ghiaiosa e la diffusione della stratificazione incrociata indicano per l'Unità di Cascina Gherba un'origine legata ad un corso d'acqua di tipo *braided*, in accordo anche con l'assenza di resti fossili; la diffusione di questa unità non solo nell'area di studio, ma generalizzata all'intera area-tipo di Villafranca d'Asti (Carraro, op. cit.), suggerisce in particolare il legame con un corso d'acqua di grandi dimensioni, riconducibile in base alla composizione mineralogica e petrografica dei clasti al bacino del F. Tanaro. L'età risulta di difficile definizione, per l'assenza di sicuri resti fossili: essa viene dedotta per inquadramento e verosimilmente riferita al Pleistocene inferiore (Carraro, op. cit.).

3.2.3b Unità di Maretto

I sedimenti dell'Unità di Maretto hanno distribuzione estremamente localizzata essendo conservati discontinuamente al margine sudoccidentale del Settore B, su un'estensione di circa 2 km²: gli stessi sedimenti hanno invece nell'area-tipo di Villafranca d'Asti, distribuzione generalizzata costituendo un corpo sedimentario tabulare con estensione di circa 60 km², di cui nell'area di studio è conservata la terminazione settentrionale. Sono osservabili in affioramenti naturali localizzati e di modesta estensione, sviluppati nelle incisioni fluviali e ai margini dei sentieri e delle carrarecce: costituendo la sommità di ampie dorsali diffusamente coltivate, sono però riconoscibili in estese aree di subaffioramento in corrispondenza ai campi arati, che ne facilitano l'interpolazione. Costituendo il termine superiore della successione danno luogo a una caratteristica espressione morfologica corrispondente ad ampie dorsali con versanti debolmente acclivi, talvolta interessati da locali fenomeni di dissesto.

Formano un unico corpo lenticolare continuo con spessore di circa 30 m (cfr. Tab. 1): non sono mai conservati con il loro spessore complessivo in quanto troncati dagli episodi erosivi che hanno preceduto la deposizione dei soprastanti Depositi Fluviali Terrazzati (cfr. §3.3.2). Sono caratterizzati nel loro areale di distribuzione complessivo da una modesta inclinazione verso S (5°), il fianco settentrionale di una struttura sinclinale con asse E-W, suborizzontale. Nei confronti dei sedimenti della sottostante Unità di Cascina Gherba mostrano rapporti di interdigitazione e, più raramente, un limite netto in continuità di sedimentazione (cfr. inserto A in Tav. 1).

I sedimenti di questa unità corrispondono in netta prevalenza a silt argillosi, con locali intercalazioni sabbioso-siltose: i sedimenti siltosi paiono in genere privi di stratificazione e presentano caratteristiche omogenee sia arealmente, sia verticalmente; i sedimenti sabbioso-siltosi mostrano in genere un accenno di stratificazione incrociata concava e sono interessati da una gradazione normale.

Entrambi mostrano un addensamento modesto e contengono diffusamente concrezioni carbonatiche subsferiche, con diametro variabile tra alcuni centimetri e alcuni decimetri (denominate localmente "mürs"), talvolta ricche di ossidi di ferro e di manganese; talora si osservano orizzonti carbonatici suborizzontali con spessore decimetrico, di evidente origine secondaria, particolarmente diffusi in corrispondenza al contatto con i sottostanti sedimenti sabbiosi dell'Unità di Cascina Gherba.

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 fessurazione prismatica a scala centimetrica, connessa con fenomeni di disseccamento.

La frazione sabbiosa, estremamente ridotta, risulta confrontabile dal punto di vista petrografico con quella osservata nei sedimenti dell'Unità di Cascina Gherba (cfr. Tab. 2 e Fig. 22).

Risultano per lo più privi di resti fossili: gli unici resti rinvenuti nell'area-tipo del Villafranchiano, provenienti da un affioramento 150 m a W di Cascina Viarengo, corrispondono ad alcuni frammenti riferibili a cervide e a *Sus* sp. (Carraro, op. cit.).

La natura prevalentemente siltoso-argillosa, con locali intercalazioni sabbiose, e la mancanza di stratificazione suggeriscono per l'Unità di Maretto, distribuita in un settore marginale dell'area di studio ma generalizzata all'area-tipo del Villafranchiano (Carraro, op. cit.), un'origine legata alla sedimentazione di acque con forte carico siltoso-argilloso in sospensione in bacini effimeri, connessi a fenomeni di esondazione fluviale. La mancanza di continuità laterale con i sedimenti dell'Unità di Buttigliera, essendo i due areali separati dall'Alto di Case Gianni, e la distribuzione a coprire sedimenti con differente composizione, suggeriscono il legame con un differente corso d'acqua. L'età, di difficile definizione a causa dell'estrema scarsità dei resti fossili, viene dedotta essenzialmente per inquadramento e riferita al Pleistocene inferiore (Carraro, op. cit.).

3.2.3c Unità di Morialdo

I sedimenti dell'Unità di Morialdo, costituenti il termine basale del Complesso Superiore a N dell'Alto di Case Gianni, colmano una depressione erosionale, allungata in senso SW-NE e corrispondente alla Superficie di Cascina Guerrina, modellata nei sedimenti del Complesso Inferiore (cfr. inserto A in Tav. 1): hanno distribuzione relativamente localizzata essendo conservati unicamente nel Settore B su un'estensione di circa 11 km². Come già ricordato per i corrispondenti sedimenti dell'Unità di Cascina Gherba sono osservabili in affioramenti di dimensioni ridotte, localizzati prevalentemente in corrispondenza alle testate dei corsi d'acqua secondari o a piccole nicchie di distacco di frane e spesso sottolineati dalla presenza di sorgenti (cfr. 3.2.3a).

Costituiscono nel loro insieme un unico corpo sedimentario lenticolare, allungato in senso SW-NE e debolmente inclinato verso SW, in origine verosimilmente continuo, interrotto attualmente dalle incisioni fluviali: lo

spessore è variabile tra circa 25 m, in corrispondenza all'asse della depressione nell'area circostante l'abitato di Morialdo, e pochi metri ai margini (cfr. Tab.1). Risultano lievemente discordanti rispetto ai sottostanti sedimenti del Complesso Inferiore, dai quali sono separati tramite un contatto erosionale.

I sedimenti di questa unità corrispondono in prevalenza a sabbie e sabbie ghiaiose caratterizzate in genere da stratificazione incrociata concava e più localmente prive di stratificazione (Fig. 8): talvolta le superfici di stratificazione sono sottolineate dalla distribuzione di *clay-chips* tabulari, con dimensioni centimetriche. La tessitura varia arealmente: nella fascia marginale occidentale del Settore B prevalgono i sedimenti sabbiosi; nelle altre aree sono invece diffusi i sedimenti sabbioso-ghiaiosi. I ciottoli, ove presenti, mostrano diametro compreso tra 2 e 5 cm e appaiono caratterizzati da elevato arrotondamento e media sfericità. In prossimità della superficie di appoggio basale talvolta è presente un orizzonte carbonatico di spessore centimetrico, legato alla concentrazione dei carbonati in corrispondenza al contatto con i sedimenti dell'Unità di San Martino, caratterizzati in genere da minore permeabilità.

Presentano un grado di addensamento modesto responsabile della debole acclività dei tratti di versante sviluppati in questa unità e della rapida obliterazione delle scarpate naturali o artificiali. Mostrano colore variabile tra il grigio (5 Y 6/1 *Munsell*) e il giallo (5 Y 6/8 *Munsell*): molto localmente si osservano concentrazioni di ossidi di ferro e di manganese disposte ad evidenziare la stratificazione.

La frazione sabbiosa di questi sedimenti, osservata al microscopio binoculare, è costituita prevalentemente da K-feldspato, mica bianca, quarzo, biotite, spesso alterata in clorite con sagenite, e subordinatamente da plagioclasio, epidoti e glaucofane, granato, anfiboli, rutilo, titanite, zircone, apatite e tormalina (cfr. Tab. 2 e Fig. 22): la frazione ghiaiosa risulta costituita da quarziti (30%), serpentiniti (22%), gneiss (12%), micascisti (12%), dolomie (10%), gabbri (7%) e prasiniti (7%). La composizione dei clasti risulta sensibilmente più eterogenea sia rispetto al Complesso Inferiore sia nei confronti dell'Unità di Cascina Gherba.

Complessivamente i sedimenti descritti presentano sensibili analogie tessiturali e sedimentologiche rispetto ai sedimenti dell'Unità di Cascina Gherba, distribuiti diffusamente nell'area-tipo di Villafranca d'Asti (Carraro, op. cit.). La natura sabbiosa e sabbioso-ghiaiosa e la diffusione della stratificazione incrociata suggeriscono anche per l'Unità di Morialdo un'origine legata ad un corso d'acqua di tipo *braided*: l'assenza di resti fossili è in accordo con questa interpretazione. La mancanza di continuità laterale, la diversa composizione e le minori dimensioni del corpo sedimentario, rispetto all'Unità di Cascina Gherba, indicano il legame con un corso d'acqua differente, secondario, caratterizzato da una portata inferiore. La natura dei clasti non consente al momento la ricostruzione del bacino di provenienza: l'ipotesi più verosimile è che quest'ultimo comprenda il versante meridionale della Collina di Torino, in cui affiorano diffusamente le formazioni conglomeratiche terziarie, costituite da clasti analoghi a quelli che costituiscono que-



Fig. 8 - Sabbie ghiaiose dell'Unità di Morialdo caratterizzate da stratificazione incrociata concava. Affioramento a ridosso di Cascina Guerrina. Gravelly sands (*cross-bedding*) of Morialdo Unit. Outcrop of Cascina Guerrina.

st'unità; non è comunque da escludere la provenienza da bacini drenanti l'arco alpino, anch'essi ricchi dei litotipi rappresentati nei clasti. Come per le altre unità del Complesso Superiore, l'età risulta di difficile definizione: considerando l'assenza di resti fossili essa viene dedotta essenzialmente per inquadramento sulla base delle stesse considerazioni riportate a proposito dell'Unità di Cascina Gherba, per la quale era stata ipotizzata un'età pleistocenica inferiore (Carraro, op. cit.).

3.2.3d Unità di Buttigliera

I sedimenti dell'Unità di Buttigliera costituiscono, il termine superiore della successione villafranchiana a N dell'Alto di Case Gianni (cfr. inserto A in Tav. 1): hanno distribuzione estremamente localizzata essendo conservati discontinuamente nel Settore B, su un'estensione di circa 5 km². In analogia ai sedimenti dell'Unità di Mareto (cfr. §3.2.3b) sono osservabili in affioramenti localizzati di modesta estensione e in ampie aree di subaffioramento in corrispondenza ai campi arati, che ne facilitano l'interpolazione (Fig. 9): costituendo il termine superiore della successione danno luogo a una caratteristica espressione morfologica corrispondente ad ampie dorsali con versanti debolmente acclivi, talvolta interessati da locali fenomeni di dissesto.

Complessivamente formano un corpo sedimentario lenticolare suborizzontale, interrotto attualmente in corri-

spondenza alle incisioni vallive, con spessore variabile tra 20 m, nell'area occidentale, e 5 m, nell'area centrale (cfr. Tab. 1): non sono mai conservati per l'intero spessore in quanto troncati dagli episodi erosivi precedenti la deposizione dei soprastanti Depositi Fluviali Terrazzati (cfr. §3.3.1). Con i sedimenti della sottostante Unità di Morialdo mostrano in genere ripetute interdigitazioni e, più raramente, un limite netto, in continuità di sedimentazione.

I sedimenti di questa unità corrispondono a silt argillosi, localmente caratterizzati da una scarsa frazione sabbiosa (Fig. 10). In genere paiono privi di stratificazione e con caratteristiche omogenee sia arealmente, sia verticalmente; la ridotta estensione degli affioramenti non consente di osservare l'eventuale locale conservazione di strutture sedimentarie.

In analogia all'Unità di Mareto presentano uno scarso addensamento e contengono diffusamente concrezioni carbonatiche subsferiche, con diametro compreso tra alcuni centimetri e un decimetro, ricche di ossidi di ferro e di manganese; talvolta si osservano orizzonti carbonatici secondari con sviluppo suborizzontale e spessore decimetrico, distribuiti a sottolineare il contatto con i sottostanti sedimenti sabbiosi.

Mostrano in genere un aspetto screziato per 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 inoltre spesso una fessurazione prismatica a scala centimetrica, connessa con fenomeni di disseccamento.



Fig. 9 - Estesi subaffioramenti nell'area di distribuzione dell'Unità di Buttigliera.

Wide sub-outcrops in the distribution area of Buttigliera Unit.

La frazione sabbiosa, estremamente scarsa, risulta confrontabile, dal punto di vista petrografico, a quella osservata nei sedimenti dell'Unità di Morialdo (cfr. Tab. 2 e Fig. 22).

Complessivamente presentano sensibili analogie tessiturali e sedimentologiche con i sedimenti dell'Unità di Mareto, diffusi nell'area-tipo di Villafranca d'Asti (Carraro, op. cit.): la natura prevalentemente siltoso-argillosa, con locali intercalazioni sabbiose, e la mancanza di stratificazione suggeriscono anche per l'Unità di Buttigliera un'origine legata ad un insieme di fenomeni di esondazione fluviale. La mancanza di continuità laterale con i sedimenti dell'Unità di Mareto, essendo i due areali separati dall'Alto di Case Gianni, e la distribuzione a coprire sedimenti con diversa composizione, suggeriscono il legame con un differente corso d'acqua. Come già supposto per le altre unità del Complesso Superiore l'età di questi sedimenti risulta di difficile definizione: considerando l'assenza di resti fossili essa viene dedotta essenzialmente per inquadramento, sulla base delle stesse considerazioni riportate circa l'Unità di Mareto per la quale era stata ipotizzata un'età Pleistocenica inferiore (Carraro, op. cit.).

3.3 La successione post-villafranchiana

3.3.1 Le superfici d'erosione post-villafranchiane

Nell'intera area di studio la successione villafranchiana appare troncata da una superficie di erosione

di natura fluviale, con inclinazione di pochi gradi (5°) verso SSW, su cui poggiano i Depositi Fluviali Terrazzati post-villafranchiani: nella fascia occidentale, compresa nell'Altopiano di Poirino, questi depositi mostrano notevole continuità e spessori rilevanti (Forno, 1982), divenendo invece discontinui e con spessori ridotti più a E, in corrispondenza all'area collinare (cfr. Tav. 1). Questa superficie è caratterizzata da un andamento articolato nel dettaglio e risulta di difficile riconoscimento anche nei rari affioramenti che la mettono in luce (cfr. Fig. 37 in Carraro, op. cit.): separa infatti depositi con caratteristiche relativamente simili, rappresentati rispettivamente dai sedimenti delle Unità di Mareto e Buttigliera e dai Depositi Fluviali Terrazzati post-villafranchiani, entrambi di natura essenzialmente siltosa.

Nell'area collinare la successione villafranchiana è ulteriormente interrotta, a più livelli, da un insieme di superfici d'erosione più recenti, anch'esse di natura fluviale, conservate in lembi di modesta estensione (alcune centinaia di m^2): queste separano la successione descritta dai diversi termini dei Depositi Fluviali Terrazzati, che risultano tra loro e nei confronti dell'intera successione affiorante in marcato rapporto di terrazzamento. Le superfici sono distribuite a quota variabile tra le sommità dei rilievi, sviluppate a circa 300 m, e gli attuali fondovalle, sviluppati a circa 200 m: raccordando i lembi conservati si può ricostruire l'originaria debole inclinazione verso S delle diverse superfici.



Fig. 10 - Aspetto omogeneo e scarsamente addensato dei sedimenti dell'Unità di Buttigliera. Affioramento immediatamente a S di Cascina Nuova.

Homogeneous and soft sediments of Buttigliera Unit. Outcrop of Cascina Nuova.

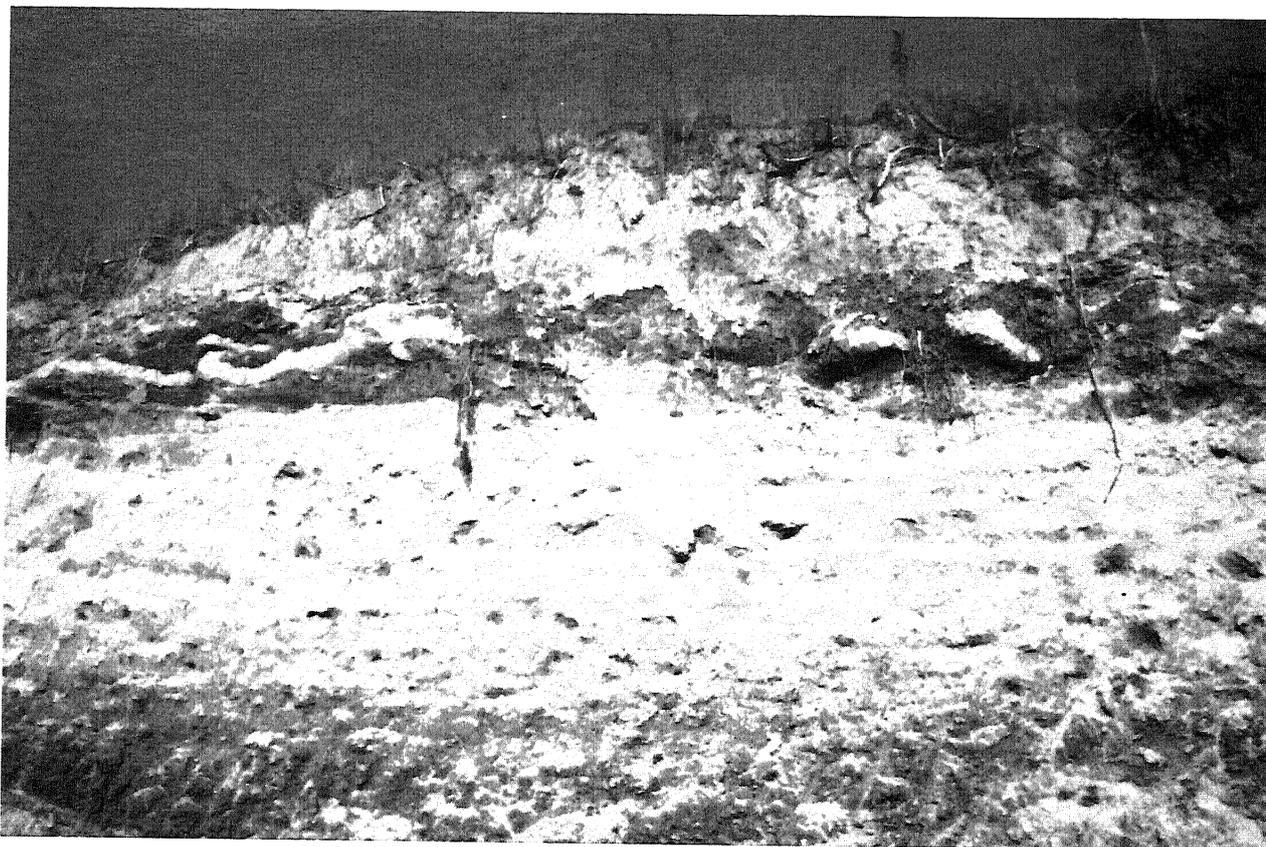


Fig. 11 - Contatto netto tra i sedimenti marini pliocenici pre-villafranchiani e i Depositi Fluviali Terrazzati post-villafranchiani, di natura rispettivamente sabbiosa e siltosa. Affioramento immediatamente a S di Cascina Pace.

Abrupt boundary between the pre-villafranchian marine sediments (sands) and the fluvial terraced deposits (silts). Outcrop of Cascina Pace.

3.3.2 Depositi Fluviali Terrazzati post -villafranchiani

Nella fascia occidentale dell'area di studio, corrispondente all'Altopiano di Poirino, i Depositi Fluviali Terrazzati affiorano con continuità formando una successione di corpi sedimentari tabulari, sovrapposti tra loro a costituire una copertura continua con spessore mediamente decametrico (Forno, 1982); nella maggior parte dell'area di studio, compresa nei rilievi collinari, gli stessi depositi sono invece conservati localmente, con spessori modesti, in corrispondenza alle superfici sommitali e a più livelli entro i versanti (Carraro & Valpreda, 1991) (cfr. inserti A e B in Tav.1). Sono osservabili in affioramenti naturali con estensione metrica, posti in corrispondenza a scarpate di modesta altezza e in estesi subaffioramenti in corrispondenza ai campi arati.

Corrispondono prevalentemente a depositi siltoso-argillosi, contenenti localmente una subordinata frazione ghiaiosa (Fig. 11); risultano privi di stratificazione e omogenei sia arealmente che verticalmente; la composizione petrografica della frazione ghiaiosa è prevalentemente serpentinitica ⁽³⁾.

All'interno di questi depositi sono noti in letteratura alcuni rinvenimenti di resti di *Elephas primigenius* (Zuffardi, 1913) che indicano complessivamente un'età pleistocenica medio-superiore: il diverso grado di evoluzione pedogenetica che presentano, evidenziato dalla colorazione variabile tra il rosso (2.5 YR 4/6 *Munsell*) e il giallo (10 YR 5/6 *Munsell*), suggerisce che abbraccino un notevole intervallo di tempo.

3.3.3 Depositi fluviali recenti e attuali

Questi sedimenti costituiscono estese fasce con allungamento prevalentemente N-S e NNW-SSE corrispondenti agli attuali fondovalle del Rio della Valle, del Rio Nissone e del Rio Vernetto: tali fondovalle, con dislivello complessivo di circa 30 m, hanno ampiezza variabile tra 200 e 800 m coprendo nel loro insieme il 20% dell'area studiata risultano debolmente incisi dagli attuali corsi d'acqua che scorrono in incisioni con profondità in genere comprese tra 1 e 5 m.

⁽³⁾ Nell'area-tipo di Villafranca d'Asti e negli adiacenti Settori Centrale e Meridionale dell'Altopiano di Poirino invece la composizione petrografica della frazione ghiaiosa risulta quarzifica, suggerendo l'esistenza di due differenti collettori (Forno, 1982; Compagnoni & Forno, 1992).

Sono costituiti prevalentemente da una frazione sil-
tosa e sabbiosa legata alla rielaborazione dei diversi
termini della successione pre-villafranchiana e villafranchiana,
affioranti diffusamente lungo i versanti: local-
mente si osserva una subordinata frazione ghiaiosa e
concentrazioni di frammenti di gusci di molluschi marini
fossili che, come si è detto, risultano spesso abbondanti
nei sedimenti marini pliocenici pre-villafranchiani, sug-
gerendone un diffuso rimaneggiamento.

4. DATI GEOLOGICO-STRUTTURALI

I dati pregressi contenuti in pubblicazioni a carat-
tere regionale (cfr. §2.) ipotizzavano per l'area in esame,
compresa nel fianco settentrionale della "Sinclinale di
Asti", un assetto strutturale estremamente semplice: la
successione affiorante era considerata interessata solo
da una blanda inclinazione e priva di discontinuità strut-
turali minori (Bonsignore *et al.*, 1969b; Boni & Casnedi,
1970). I dati raccolti nel presente lavoro hanno invece
messo in evidenza un assetto strutturale complessivo
del tutto inatteso: in particolare, accanto a una deforma-
zione regionale differenziata per i diversi termini della
successione stratigrafica già evidenziata nel corso della
revisione del Villafranchiano dell'area-tipo, è stata rico-
nosciuta la presenza di importanti discontinuità struttu-
rali che separano tramite contatti netti, subverticali, set-
tori in cui affiorano successioni sedimentarie in parte dif-
ferenti (cfr. §3.).

4.1 Assetto strutturale complessivo

Tanto la valutazione della giacitura regionale delle
diverse unità costituenti la successione stratigrafica,
quanto l'individuazione delle discontinuità strutturali che
ne interrompono l'originaria continuità sono avvenute
essenzialmente attraverso il rilevamento geologico, nel-
l'ambito della realizzazione della carta geologica (cfr.
Tav. 1), integrato dalla raccolta e dall'interpretazione
delle osservazioni di dettaglio effettuate nelle stazioni di
misura mesostrutturale (cfr. Tab. 2 e Fig. 22). Come già
osservato a proposito della cartografia dei diversi termi-
ni stratigrafici (cfr. §3.) anche il riconoscimento dell'as-
setto giaciturale regionale risulta in parte ostacolato dal-
lo scarso numero e dall'estrema localizzazione degli af-
fioramenti di dimensioni significative e dalla disconti-
nuità laterale dei corpi sedimentari, caratterizzati da
geometria lenticolare. Ulteriori difficoltà sono connesse,
come si vedrà in seguito, con i valori assai modesti del-
l'inclinazione regionale, variabili mediamente tra alcuni
gradi e una quindicina di gradi, con la scarsità di ele-
menti geometrici di riferimento, in relazione alla giacitu-
ra primaria non orizzontale e alla presenza di superfici
erosionali, e infine con la notevole diffusione delle strut-
ture deformative locali, cui sono connesse giaciture
anomale. L'insieme di queste osservazioni suggerisce
che per ricostruire l'assetto giaciturale regionale sia op-
portuno utilizzare essenzialmente l'andamento dei corpi
sedimentari dedotto dalla cartografia geologica, piutto-
sto che basarsi su osservazioni strutturali di dettaglio.

Anche l'individuazione delle principali discontinuità
strutturali è in parte ostacolata, oltre che da alcuni degli
elementi già ricordati, dallo sviluppo di ampie incisioni

vallive impostate lungo le discontinuità e dalla diffusione
di accumuli di frana che, anche se di dimensioni mode-
ste per lo più non cartografabili, ne impediscono l'osser-
vazione diretta; inoltre la natura complessivamente in-
coerente dei sedimenti, favorendo la dispersione della
deformazione, ha consentito lo sviluppo di numerose di-
scontinuità strutturali minori. Le stesse considerazioni ri-
portate a proposito della giacitura complessiva riguarda-
no quindi il riconoscimento delle discontinuità strutturali,
che risultano in genere non direttamente osservabili: la
loro presenza è invece per lo più deducibile attraverso
anomalie nella distribuzione delle successioni stratigra-
fiche affioranti, integrato dallo studio delle associazioni
strutturali minori. È da sottolineare come la giacitura su-
borizzontale dell'intera successione favorisca l'indivi-
duazione della componente verticale del movimento:
solo l'interpretazione dei dati raccolti alla luce di un più
ampio quadro regionale potrà consentire la valutazione
anche di un'eventuale componente trascorrente.

La diversa competenza dei sedimenti, connessa
con la tessitura eterogenea e il diverso grado di adden-
samento dei due complessi sedimentari suggeriscono
inoltre come, tra i diversi termini affioranti, solo i sedi-
menti del Complesso Inferiore, costituiti prevalentemen-
te da silt e sabbie fini e caratterizzati da evidenti superfi-
ci di stratificazione, offrano una registrazione degli
eventi deformativi: i sedimenti marini sottostanti e quelli
fluviali del Complesso Superiore, rispettivamente i primi
di natura sabbiosa e i secondi anche se prevalentemen-
te siltosi caratterizzati da modesto addensamento, pre-
sentano invece rare strutture deformative.

La distribuzione plano-altimetrica delle diverse
unità indica che l'assetto giaciturale complessivo della
successione affiorante configura una blanda sinclinale
con asse orientato E-W, entro il cui fianco settentrionale
è compresa l'area in esame; nell'ambito di questa giaci-
tura i sedimenti del Complesso Inferiore appaiono più
sensibilmente inclinati (15°) verso SW e quelli del Com-
plesso Superiore risultano invece più debolmente incli-
nati (5°) verso S (cfr. inserto B in Tav. 1, profili IV e V):
l'asse della sinclinale mostra quindi una debole inclina-
zione verso W per il Complesso Inferiore ed è invece
suborizzontale per il Complesso Superiore. La modesta
discordanza angolare sviluppata tra i due complessi,
non percepibile direttamente a causa della ridotta
estensione degli affioramenti e della loro intersezione
casuale rispetto alla giacitura degli strati, è sottolineata,
come si è detto, da elementi erosionali con estensione
regionale (cfr. §3.2): al loro modellamento è collegabile
l'asportazione di parte dei sedimenti del Complesso In-
feriore che di conseguenza presenta spessori variabili
nei diversi settori.

Localmente, in corrispondenza ai margini nordor-
ientale e sudorientale del Settore B, si osservano inoltre
giaciture anomale, con inclinazioni fino a 25° e immer-
sioni rispettivamente verso SW al margine nordorientale
e verso NW al margine sudorientale: queste suggerisco-
no lo sviluppo di una struttura sinclinale minore, carat-
terizzata da asse con andamento NE-SW debolmente in-
clinato verso SW, che coinvolge i sedimenti marini plio-
cenici pre-villafranchiani e quelli soprastanti del Com-
plesso Inferiore (cfr. inserto B in Tav. 1, profilo V).

La distribuzione plano-altimetrica delle diverse
unità indica anche che, com'è stato ricordato nelle pagi-
ne precedenti, l'assetto strutturale regionale risulta inte-

ressato da importanti discontinuità strutturali subverticali che interrompono la continuità laterale delle unità stratigrafiche (cfr. inserto B in Tav. 1): le discontinuità principali sono rappresentate da due elementi strutturali con sviluppo circa E-W (Zona di faglia di Castelnuovo e Zona di faglia di Cascina Fagliaverde) e da una serie di elementi con sviluppo compreso tra N10°E e N50°E (Faglia di Capriglio, Faglia di Serra e Faglia di Agagliaite) (cfr. Tav. 1 e Fig. 1). Ricordando le considerazioni esposte in precedenza a proposito della difficile individuazione dei diversi elementi, vengono indicate rispettivamente come faglie le strutture più semplici, caratterizzate da andamento relativamente continuo, e come zone di faglia le strutture composite, costituite da numerosi segmenti minori disposti *en échelon*.

Le strutture individuate sono cartografabili con un grado di precisione sensibilmente diverso (cfr. Tav. 1): per alcuni tratti, in aree dense di affioramenti, le discontinuità principali sono affioranti e pertanto localizzabili con notevole precisione; per altri invece, che si sviluppano in aree estesamente coperte, le discontinuità principali, pur affioranti, sono meno precisamente cartografabili; in altri infine risultano mascherate dai depositi fluviali di fondo valle e localizzabili quindi solo per interpolazione.

Tra le discontinuità strutturali a sviluppo circa E-W il principale elemento è la *Zona di faglia di Castelnuovo* (cfr. Fig. 1): separa il Settore A, in cui affiorano quasi esclusivamente i sedimenti marini basali, dal Settore B, in cui è invece presente l'intera successione villafranchiana (cfr. inserto B in Tav. 1, profilo V). Questa discontinuità, che nell'area in esame ha una lunghezza di circa 7 km, è costituita da un insieme di segmenti minori, ciascuno con lunghezza variabile tra 2 km circa e alcune centinaia di metri: i diversi tratti, disposti *en échelon*, hanno direzione compresa tra N100°E e N120°E e forte

inclinazione verso SW (80°). Le differenze stratigrafiche tra le successioni affioranti nei settori messi a contatto da ciascuno dei segmenti che la costituiscono, suggeriscono che si siano verificati prevalentemente movimenti normali, con sollevamento relativo di circa 30 m del Settore A, a N, rispetto al Settore B, a S. L'entità del movimento riguarda i sedimenti del Complesso Inferiore ed è suggerita dalla dislocazione della base dell'Unità di Ferrere: non è stato invece possibile valutare questa entità per i sedimenti del Complesso Superiore in quanto l'elemento erosionale che ne segna la base, corrispondente al *marker* più significativo, non viene in rapporto con la struttura (Fig. 12).

Un secondo importante elemento strutturale con sviluppo circa E-W è rappresentato dalla *Zona di faglia di Cascina Fagliaverde* (cfr. Fig. 1) riconosciuta e indicata come tale nel corso della revisione dell'area-tipo di Villafranca d'Asti (Carraro, op. cit.): questa struttura, separa il Settore C dell'area in studio, in cui affiorano i sedimenti marini e i termini basali villafranchiani, dall'area-tipo in cui affiora unicamente la successione villafranchiana (cfr. profilo I in Boano & Forno, 1996a). Nell'area di studio si sviluppa per una lunghezza di circa 3 km ed è costituita anch'essa da un insieme di segmenti minori disposti *en échelon*, con lunghezza variabile tra circa 2 km e alcune centinaia di metri; i diversi tratti hanno direzione compresa tra N100°E e N120°E e notevole inclinazione (80°) verso SW. Le differenze stratigrafiche tra le successioni affioranti nei settori messi a contatto da ciascuno dei segmenti minori, e in particolare la dislocazione della Superficie di Cascina Viarengo, indicano movimenti prevalentemente normali con sollevamento relativo di circa 30 m del Settore C, a N, rispetto all'area-tipo di Villafranca d'Asti.

Nel settore delimitato dai due elementi con andamento E-W descritti si osserva un insieme di disconti-

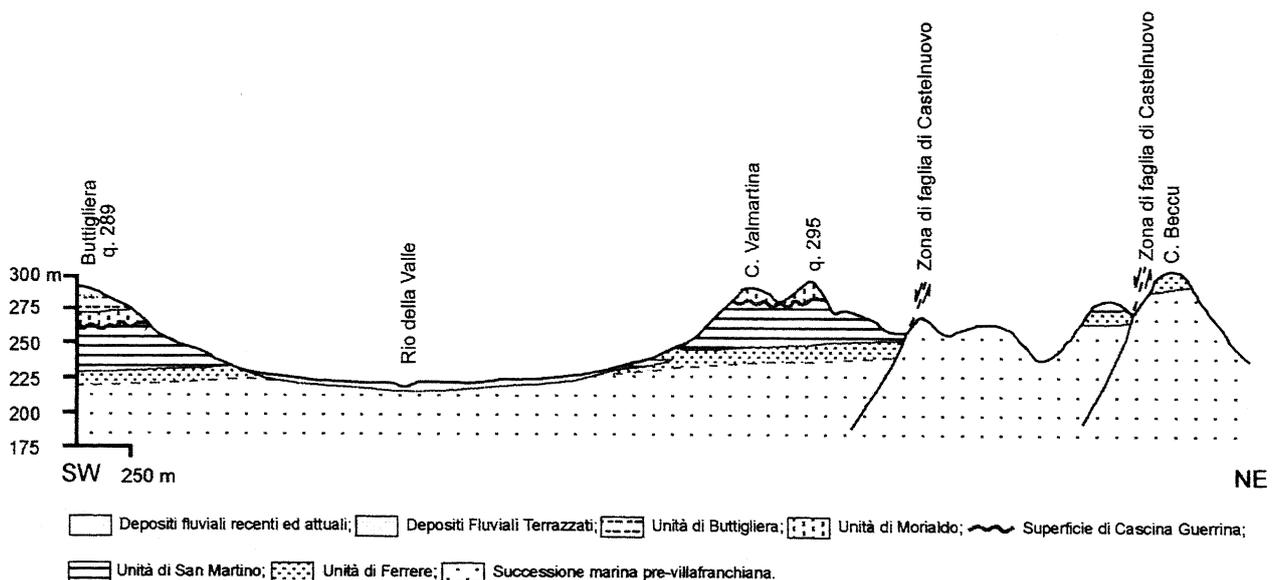


Fig. 12 - Profilo con andamento E-W dell'area in esame: la successione villafranchiana appare delimitata al margine orientale da scarpate sepolte, corrispondenti a importanti discontinuità strutturali, che la separano dalla successione marina pliocenica pre-villafranchiana.

Cross-section E-W of the studied area: Villafranchian succession is bound by buried scarps corresponding to major structural discontinuities, dug in the marine pre-Villafranchian sediments.

nità strutturali con sviluppo compreso prevalentemente tra N10°E e N50°E, rappresentate dalla Faglia di Capriglio, per il tratto settentrionale, e dalle faglie di Serra e di Agagliate, per il tratto meridionale.

L'elemento caratterizzato da maggiore continuità è rappresentato dalla *Faglia di Capriglio* (cfr. Fig. 1): separa il Settore D, in cui affiorano prevalentemente i sedimenti marini basali, dalla parte nordorientale del Settore B, dove affiora la successione villafranchiana (cfr. inserto B in Tav. 1, profilo V). Nell'area in esame ha uno sviluppo di circa 5 km: è caratterizzata da andamento compreso tra N30°E e N50°E e mostra una notevole inclinazione (80°) verso NW. Le differenze stratigrafiche tra le successioni affioranti ai due lati di questa struttura, e in particolare la dislocazione della base dell'Unità di Ferrere, permettono di individuare la componente normale del movimento e il sollevamento relativo di circa 30 m del Settore D, a SE, rispetto al Settore B, a NW.

La *Faglia di Serra* (cfr. Fig. 1), sviluppata sul prolungamento di quella di Capriglio, separa la parte sudoccidentale del Settore B in cui affiora l'intera successione, dal Settore C in cui affiorano invece i sedimenti marini basali e quelli inferiori della successione villafranchiana (cfr. inserto B in Tav. 1, profili III e V). Nell'area di studio si sviluppa per circa 4 km: è caratterizzata da direzione variabile tra N10°E e N50°E e mostra una notevole inclinazione (80°) verso NW. Le differenze stratigrafiche tra le successioni ai due lati di questa struttura, e in particolare la dislocazione della base dell'intera successione villafranchiana, consentono di riconoscere,

come per la struttura più settentrionale, la componente normale del movimento e in particolare il sollevamento relativo di circa 30 m del Settore C, a E e SE rispetto al Settore B, a W e NW.

La *Faglia di Agagliate* (cfr. Fig. 1), che rappresenta una diramazione di quella di Capriglio, separa il Settore C, in cui affiorano i sedimenti marini e quelli basali della successione villafranchiana, dal Settore D, dove affiorano invece unicamente i sedimenti marini (cfr. inserto B in Tav. 1, profili III e V). Entro l'area di studio si sviluppa per una lunghezza di circa 4 km: è caratterizzata da direzione variabile da circa N-S a N150°E e mostra una notevole inclinazione (80°) verso W. Le differenze stratigrafiche tra le successioni affioranti ai due lati di questa struttura, e in particolare la dislocazione della base dell'Unità di Ferrere, consentono di riconoscere, anche in questo caso, la componente normale che ha determinato il sollevamento relativo di circa 30 m del Settore D, a E, rispetto al Settore C, a W.

I movimenti verticali in corrispondenza a queste discontinuità strutturali sono suggeriti, oltre che dalla dislocazione delle diverse unità, dallo sviluppo di estesi fenomeni di rielaborazione gravitativa sinsedimentaria dei sedimenti del Complesso Inferiore (cfr. *infra*): non si hanno invece elementi che consentano di valutare gli eventuali movimenti trascorrenti associati, già ipotizzati in via preliminare per il tratto meridionale della Faglia di Serra compresa nell'area-tipo e indicata genericamente come Zona di deformazione del Torrente Traversola (cfr. §2.2) (Carraro, op. cit.).



Fig. 13 - Fenomeni di destrutturazione che interessano i livelli pelitici presenti localmente nelle sabbie a stratificazione incrociata dell'Unità di Ferrere. Affioramento a ridosso di Cascina Veneria.

Destructuration of silty layers in the sands of Ferrere Unit (cross-bedding). Outcrop of Cascina Veneria.

Accanto alle discontinuità strutturali prima descritte, nei sedimenti del Complesso Inferiore, e più frequentemente in quelli dell'Unità di Ferrere, si osservano concentrazioni di *soft sediment deformations* (Maltman, 1984) corrispondenti a livelli destrutturati, lamine convolute, strutture da sfuggita d'acqua, strutture a fiamma, filoni sedimentari e *slumps*.

I livelli destrutturati, ossia privi dell'originaria continuità, si sviluppano dove sono presenti livelli *flaser bedding*: sono osservabili in corrispondenza agli affioramenti di Cascina Veneria (Fig. 13), 400 m a SE di Colle Don Bosco, 400 m a SW di Case Appiano, a ridosso di Case Appiano (Fig. 14), 150 m a SW di Case Valmartina, 100 m a NW di Garesio, immediatamente a N di Valdelserro e a ridosso di Cascina Sergenta.

Le lamine convolute, con dimensioni centimetriche e asse variamente orientato, interessano prevalentemente alternanze millimetriche di sedimenti sabbiosi e siltosi: sono osservabili in corrispondenza agli affioramenti 400 m a SE di Colle Don Bosco, a ridosso di Cascina Boggino, circa 700 m a NW di Casotto Rovello e circa 200 m a N di Bric Ottanto.

Le strutture da sfuggita d'acqua, con altezza di alcuni centimetri, si sviluppano essenzialmente in corrispondenza ad alternanze centimetriche di sabbie e silt: sono osservabili in corrispondenza agli affioramenti a ridosso di Case Appiano e 150 m a SW di Case Valmartina.

Le strutture a fiamma, con altezza compresa tra pochi centimetri e circa 10 cm e distanza tra le creste compresa tra 5 e 10 cm costante in uno stesso affiora-

mento, interessano anch'esse alternanze centimetriche di sabbie e silt; associate a queste ultime si osservano talvolta pseudonoduli con diametro centimetrico: entrambi sono osservabili negli affioramenti 250 m a N di Casotto Rovello (Fig. 15) e a ridosso di Case Appiano.

I filoni sedimentari, che mostrano di chiudersi verso l'alto e sono caratterizzati da margini irregolari, hanno altezza fino a 70 cm e larghezza fino a 20 cm; si sviluppano al contatto tra i sedimenti sabbiosi dell'Unità di Ferrere e i sedimenti siltosi dell'Unità di San Martino o in corrispondenza ad alternanze sabbiose e siltose, da decimetriche a metriche, presenti entro l'Unità di Ferrere: sono osservabili negli affioramenti a ridosso di Cascina Pauretto e 400 m a SE di Colle Don Bosco (Fig. 16).

Gli *slumps*, con dimensioni da centimetriche a decimetriche e asse con orientazioni medie tra N50°E e E-W, interessano i sedimenti sabbiosi: sono osservabili negli affioramenti ubicati 400 m a SE di Colle Don Bosco (Fig. 17) e 150 m a SW di Case Valmartina.

All'interno dei sedimenti indisturbati dell'Unità di Ferrere, in corrispondenza a fasce sviluppate parallelamente alle discontinuità maggiori estese alcune centinaia di metri, sono inoltre conservati localmente blocchi variamente orientati con dimensioni fino ad alcuni m³ costituiti da sedimenti siltosi, fittamente laminati e localmente ricchi di impronte di foglie (Fig. 18): tali corpi sono legati a fenomeni di risedimentazione dei depositi dell'Unità di San Martino.

Nelle stesse fasce allungate parallelamente alle discontinuità principali i sedimenti dell'Unità di San Marti-

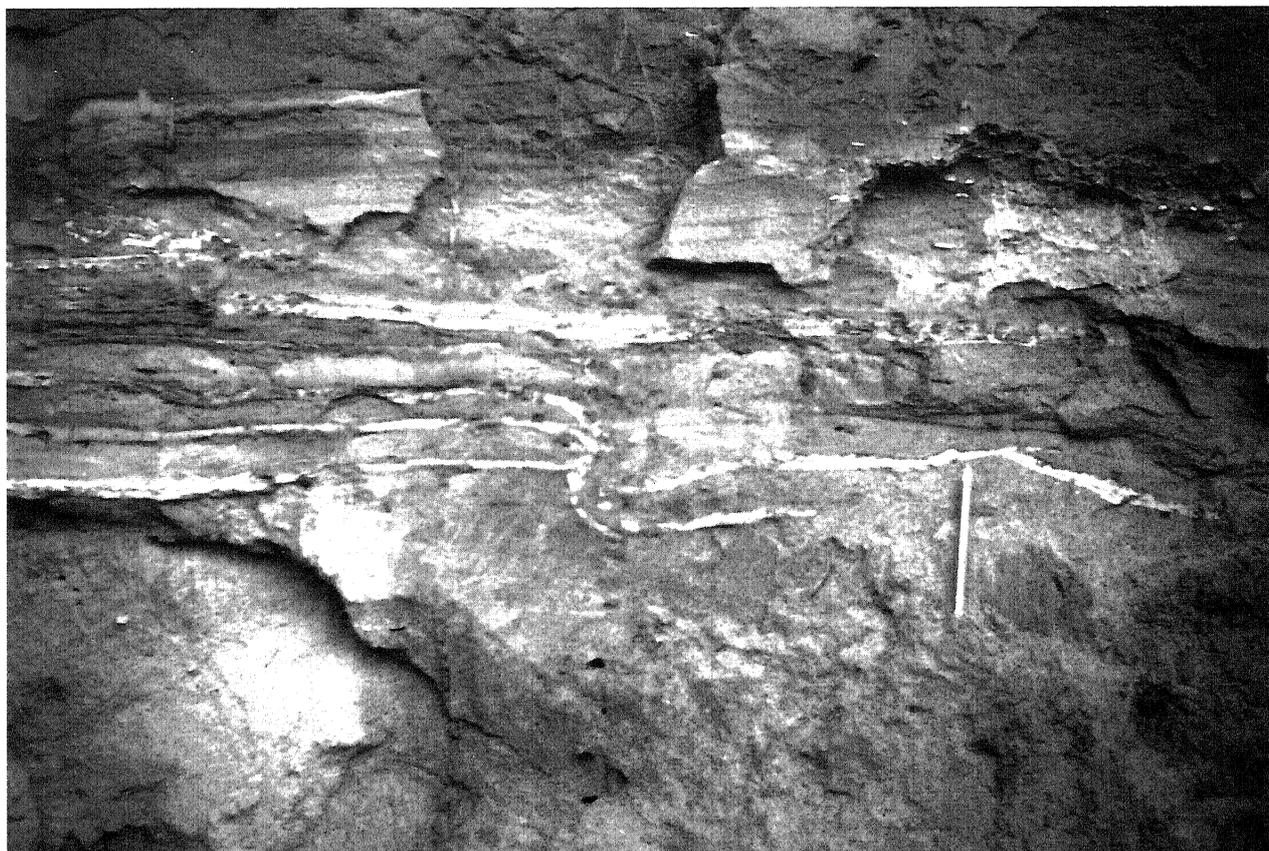


Fig. 14 - Livelli siltosi deformati. Affioramento a ridosso di Case Appiano.
Deformed silty layers. Outcrop of Case Appiano.

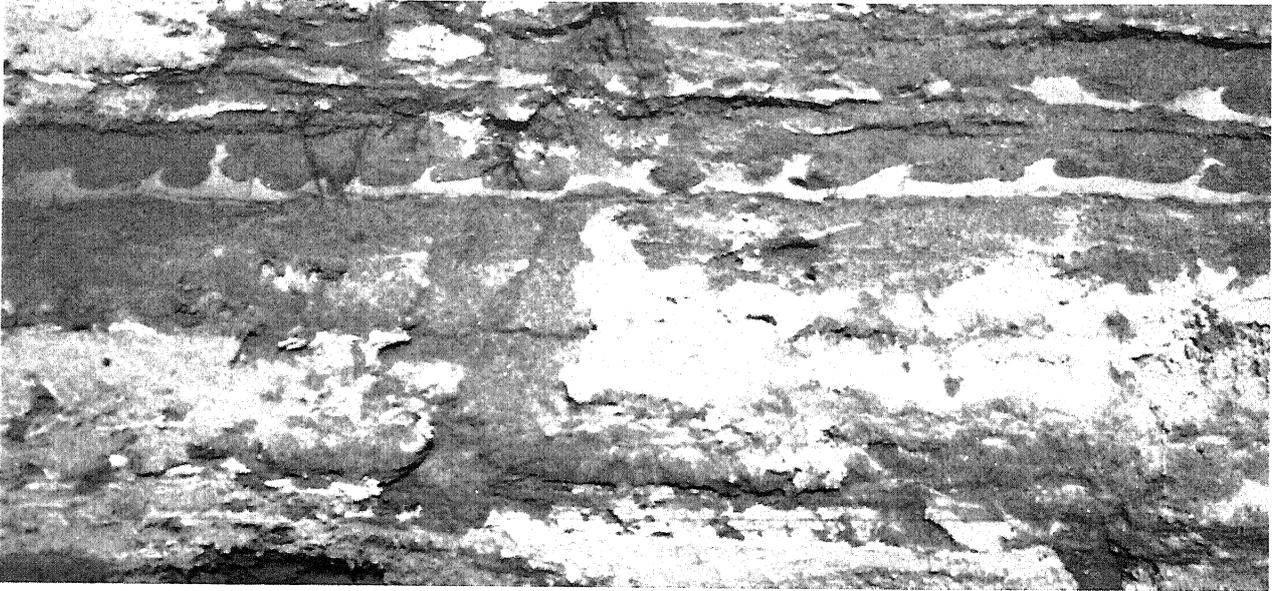


Fig. 15 - Strutture a fiamma e pseudonoduli. Affioramento 250 m a N di Casotto Rovello.
Flame structures and pseudonodules. Outcrop 250 m N of Casotto Rovello.

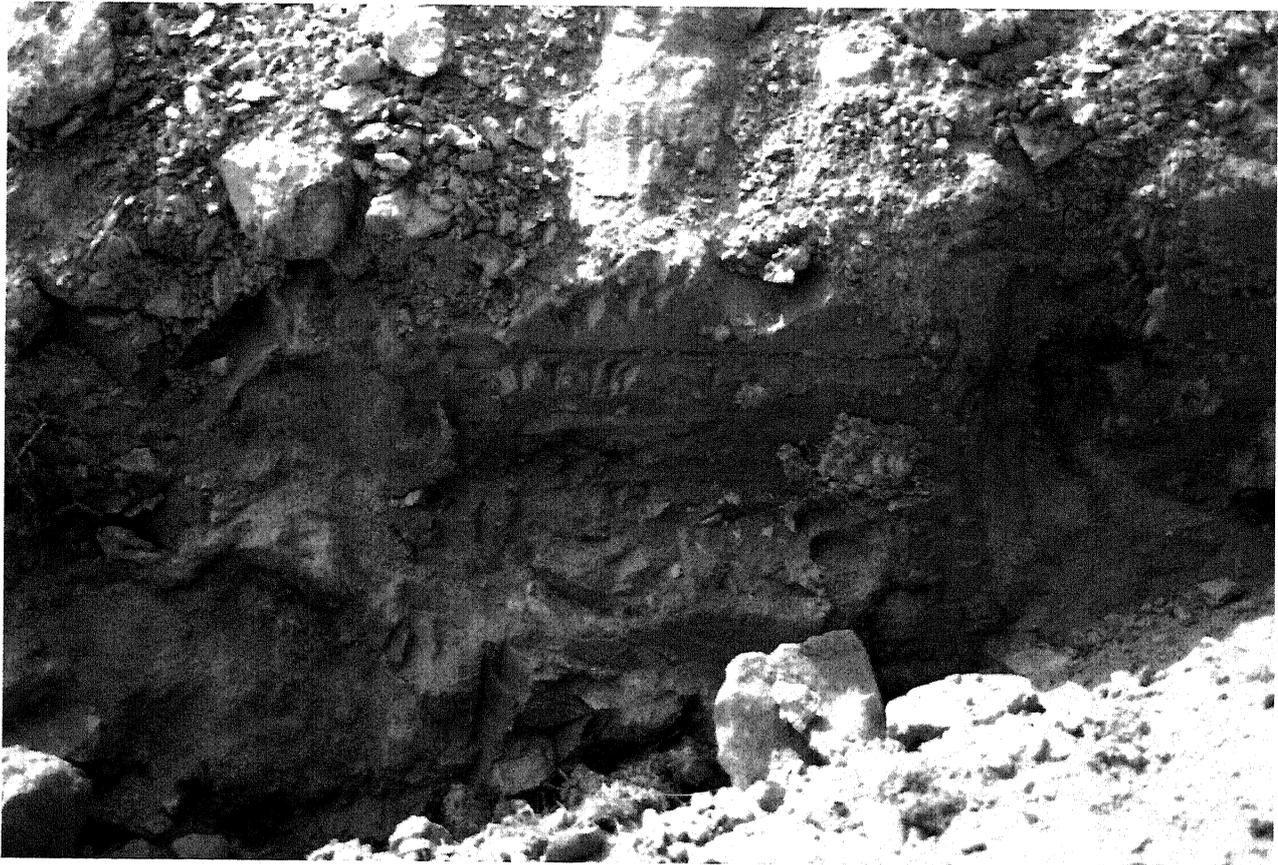


Fig. 16 - Filoni sedimentari, con altezza di circa 50 cm, sviluppati al limite tra i sedimenti dell'Unità di Ferrere e di San Martino. Affioramento 400 m a SE di Colle Don Bosco.
Sedimentary dikes about 50 cm long at the contact between Ferrere Unit and San Martino Unit. Outcrop 400 m SE of Colle Don Bosco.

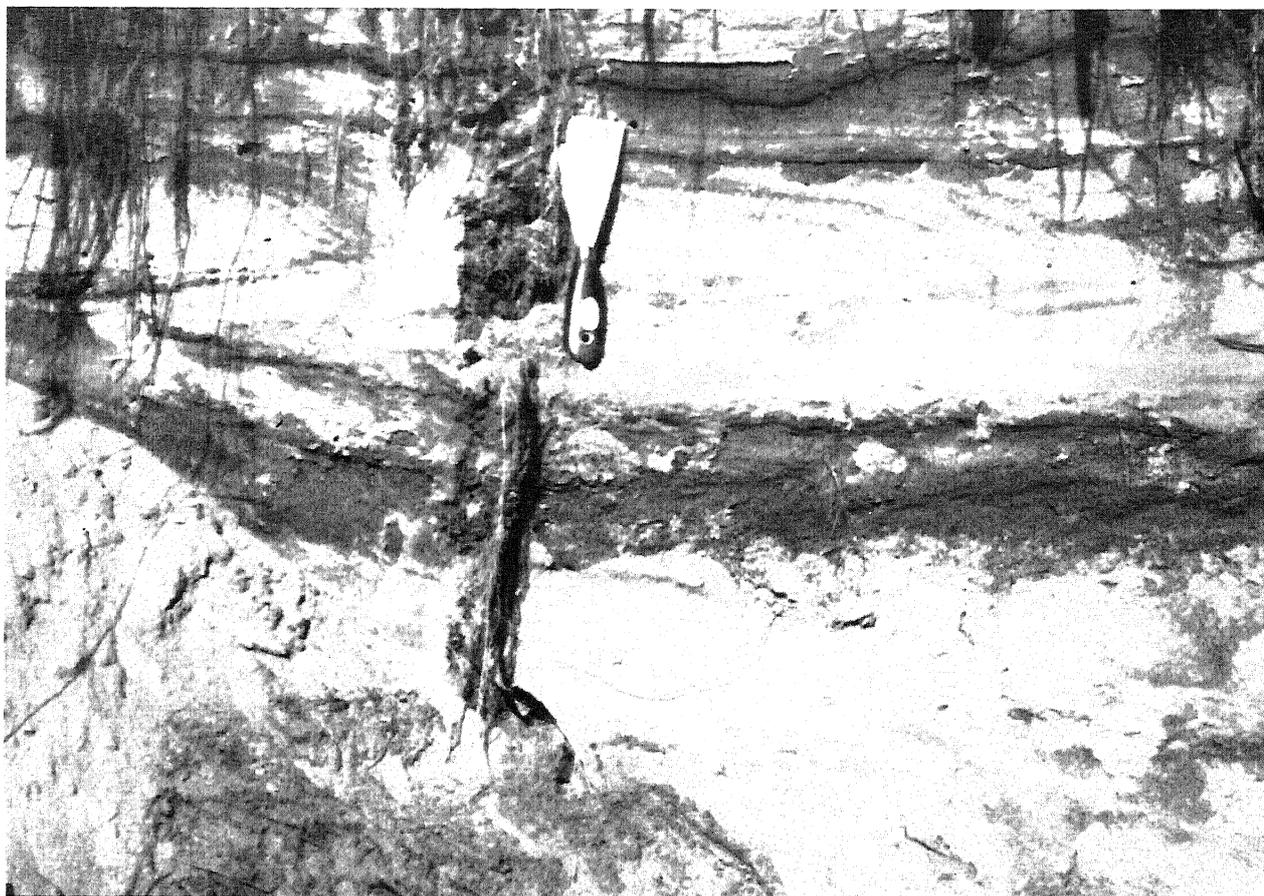


Fig. 17 - Slumps che interessano i sedimenti sabbiosi dell'Unità di Ferrere. Affioramento 400 m a SE di Colle Don Bosco.
Slumps in sands of Ferrere Unit. Outcrop 400 m SE of Colle Don Bosco.

no risultano diffusamente interessati da fenomeni di rielaborazione gravitativa sinsedimentaria, con formazione di sedimenti eterogenei, caotici, che conservano solo discontinuamente relitti delle strutture sedimentarie primarie. Questi sedimenti costituiscono corpi lenticolari con estensione compresa tra poche centinaia di metri e circa 1 km e spessore variabile tra i 5 e i 15 m, distribuiti a più livelli entro la successione stratigrafica: l'estensione di questi corpi, non misurabile direttamente ma ricostruibile integrando le osservazioni effettuate in affioramenti vicini, consente di distinguerli cartograficamente (cfr. Tav. 1). Gli affioramenti più estesi sono osservabili nell'area circostante l'abitato di Garesio e in corrispondenza alla dorsale 400 m a SE del Colle Don Bosco (Fig. 19), dove è conservato un esempio particolarmente significativo al quale si rinvia per ulteriori informazioni (Boano *et al.*, 1998).

Nei casi in cui è osservabile la superficie basale di questi corpi essa corrisponde a un contatto netto, erosionale, con andamento concavo ondulato nel dettaglio (la massima depressione è di circa 2 m); questa risulta spesso sottolineata da un livello carbonatico secondario continuo, con spessore di circa 20 cm (Fig. 20). Il limite superiore corrisponde in genere a un contatto netto, deposizionale, che separa i sedimenti caoticizzati da quelli che conservano le strutture sedimentarie primarie.

I sedimenti descritti corrispondono a una mescolanza di elementi decimetrici eterogenei, caratterizzati da diversa tessitura e/o diverse strutture sedimentarie: i frammenti di livelli siltosi e le concrezioni tabulari, entrambi variamente orientati, appaiono mescolati ad una matrice prevalentemente sabbiosa. Il carattere distintivo più evidente di questi sedimenti è rappresentato dalla conservazione, nei frammenti che li costituiscono, di relitti delle originarie strutture sedimentarie, variamente ruotati, disarticolati e deformati a seguito della rielaborazione gravitativa: in particolare si osservano pieghe con differente stile, orientazione e dimensione, laminazioni convolute e livelli destrutturati. La matrice è anch'essa spesso deformata: si riconoscono *slumps* e lamine convolute. Si osservano inoltre superfici di frattura e di faglia, decimetriche, queste ultime caratterizzate da un rigetto di pochi centimetri, orientate prevalentemente secondo i sistemi regionali. Anche il contenuto fossilifero dei diversi frammenti risulta variabile e in particolare rappresentato da molluschi marini, per gli elementi sabbiosi, e da molluschi continentali e macroresti vegetali, per gli elementi siltosi: questa eterogeneità è evidentemente legata alla contemporanea rielaborazione dei sedimenti sabbiosi marini e di quelli prevalentemente siltosi continentali. I sedimenti che costituiscono i corpi caoticizzati mostrano un sensibile addensamento, paragonabile a quello dei sedimenti dell'Unità di San Martino in



Fig. 18 - Blocco siltoso di dimensioni metriche, fittamente laminato, inglobato nelle sabbie dell'Unità di Ferrere. Affioramento 150 m a SW di Cascina Valmartina.

Silty laminated fragment in Ferrere Unit. Outcrop 150 m SW of Cascina Valmartina.

posto: in corrispondenza alla loro superficie di appoggio basale, nei casi in cui i corpi descritti poggino su sedimenti sabbiosi, sono stati osservati localmente filoni sedimentari a margini irregolari, chiusi verso l'alto, con larghezza variabile tra 10 e 20 cm, sviluppati in corrispondenza a fratture subverticali con direzione N-S. Il riempimento dei filoni sedimentari è rappresentato da sabbie, in alcuni casi ricche di molluschi marini: questo dato suggerisce la risalita delle sabbie dalle unità sottostanti, riccamente fossilifere.

La presenza delle *facies* a blocchi e di corpi caoticizzati suggerisce l'attività in parte sinsedimentaria delle principali strutture tettoniche, che si sarebbero evolute durante la sedimentazione del Complesso Inferiore: in particolare è in accordo con lo sviluppo di scarpate in corrispondenza alle quali avveniva periodicamente la rielaborazione gravitativa dei sedimenti, anche se in un ambiente di pianura deltizia caratterizzato normalmente da gradienti modestissimi. La stessa attività sinsedimentaria è anche confermata dalla diffusione, parallelamente alle zone di faglia individuate e più in particolare in corrispondenza al prolungamento dei diversi segmenti *en échelon* che le costituiscono, di rapporti di interdigitazione che mettono a contatto i diversi termini del Complesso Inferiore con i sedimenti marini sottostanti.

In tutta l'area studiata si osservano inoltre sistemi minori di discontinuità strutturali alla mesoscala, corri-

spondenti a fratture e a piccole faglie; in particolare i sedimenti dell'Unità di San Martino, caratterizzati da stratificazione piano-parallela e da sensibile addensamento risultano evidentemente deformati rappresentando, tra i diversi termini della successione stratigrafica, quelli caratterizzati dal maggior numero di strutture minori (Fig. 21): l'analisi di dettaglio di queste "associazioni strutturali" mostra il loro legame con le strutture maggiori (Hancock, 1985).

Le stazioni strutturali (Fig. 22) sono state ubicate principalmente negli affioramenti in cui i sedimenti del Complesso Inferiore risultano particolarmente deformati: le misure raccolte, riferite a fratture, faglie normali e piani di taglio di tipo gravitativo, sono riassunte nei diagrammi in proiezione stereografica (Fig. 23). In particolare si evidenzia la presenza di quattro sistemi di frattura, subverticali, con direzione rispettivamente circa N-S (sistema presente in tutte le stazioni ad eccezione della 5), con direzione compresa tra N10°E e N50°E (sistema presente in tutte le stazioni ad eccezione della 5 e della 14), con direzione compresa tra N120°E e N150°E (sistema presente in tutte le stazioni ad eccezione delle stazioni 1, 5, 7 e 12) e infine con direzione circa E-W (sistema presente in tutte le stazioni ad eccezione delle stazioni 8, 11 e 14).

Più localizzate risultano le faglie normali, anch'esse subverticali con direzione compresa tra N100°E e

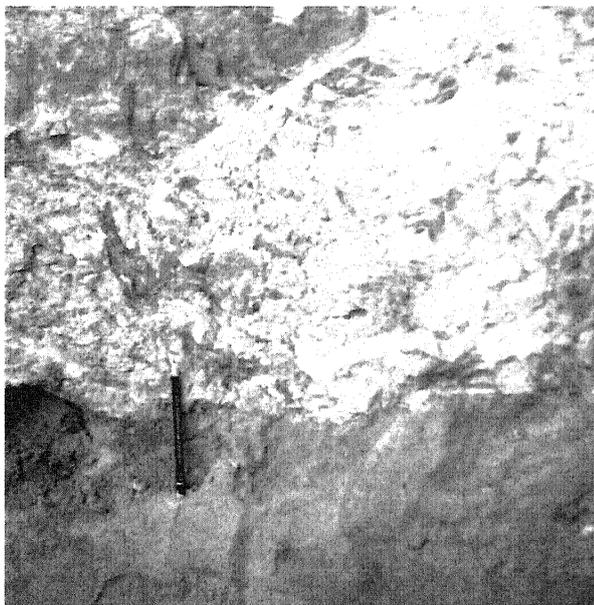


Fig. 19 - Aspetto caotico dei sedimenti legati a fenomeni di rielaborazione gravitativa sinsedimentaria. Affioramento 400 m a SE di Colle Don Bosco.

Chaotic silty body 400 m SE of Colle Don Bosco.

N120°E (stazioni 3, 4, 11 e 14), e tra N10°E e N50°E (stazioni 3, 4, 9 e 13) e i piani di taglio di tipo gravitativo, con direzione verso N50°E e caratterizzati da basso angolo (stazioni 3, 4, 9 e 13).

4.2 Osservazioni conclusive

A conclusione dei dati strutturali riportati si può osservare come nell'area di studio si abbia complessivamente una sensibile deformazione connessa con l'evoluzione delle principali discontinuità strutturali, differenziata arealmente. In particolare nell'area di distribuzione della successione villafranchiana (Settori B e C) il grado di deformazione elevato è suggerito dalla diffusione delle discontinuità strutturali minori, dei corpi caoticizzati risedimentati e delle *soft sediment deformations*.

La presenza dei corpi caoticizzati comporta necessariamente che le principali discontinuità descritte avessero come espressione morfologica, al momento della deposizione del Complesso Inferiore, scarpate in evoluzione: in corrispondenza a tali scarpate si verificavano ripetuti episodi di instabilità, come indicato dalla locale sovrapposizione di diversi corpi connessi con fenomeni di rielaborazione gravitativa. E' da sottolineare che i se-

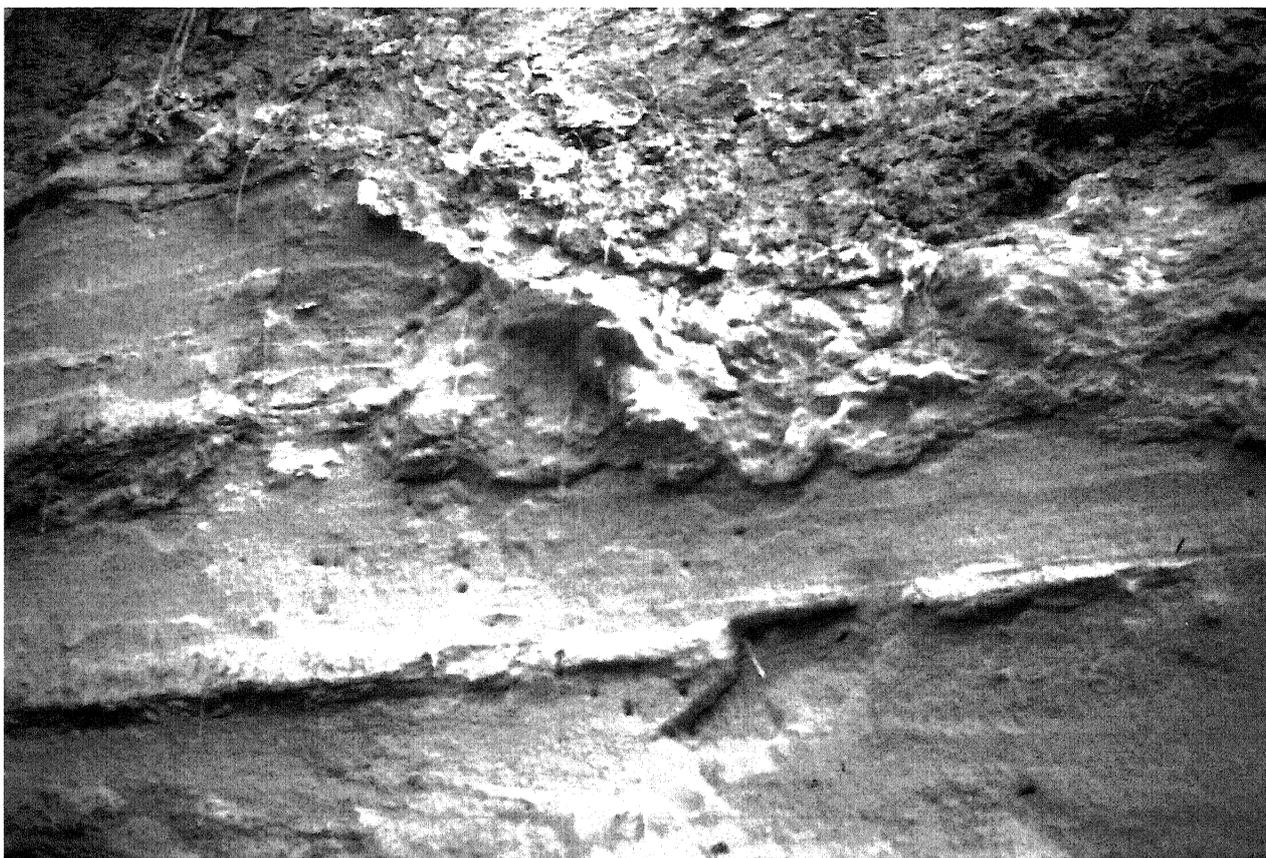


Fig. 20 - Superficie erosionale con andamento articolato che segna la base del corpo siltoso caoticizzato. Affioramento 400 m a SE di Colle Don Bosco.

Irregular erosional surface at the base of the chaotic silty body. Outcrop 400 m SE of Colle Don Bosco.

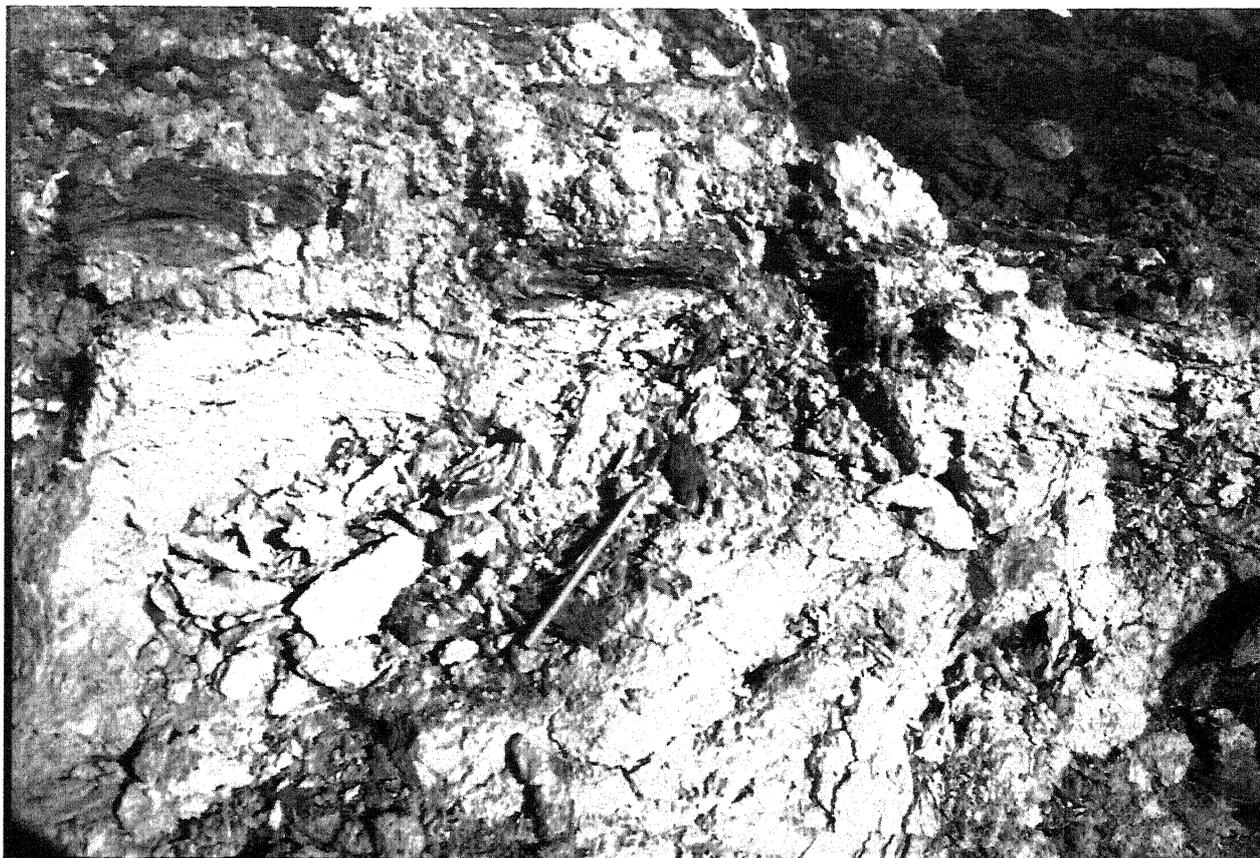


Fig. 21 - Faglie con rigetto centimetrico nei sedimenti dell'Unità di San Martino. Affioramento di Fontana Renenta.
Small faults in San Martino Unit. Outcrop of Fontana Renenta

dimenti interessati dalle deformazioni sono, per contro, riconducibili ad ambienti di piana deltizia, caratterizzati da gradienti morfologici praticamente nulli.

La diffusione delle *soft sediment deformations* può essere collegata a fenomeni di liquefazione e fluidificazione dei sedimenti, a seguito, oltre che dell'azione del moto ondoso, dell'instabilità gravitativa indotta o meno da scosse sismiche (Owen, 1987).

Nell'area in cui si ha il diffuso affioramento dei sedimenti marini basali (Settori A e D) il minor grado di deformazione è invece suggerito dalla modesta concentrazione delle evidenze prima descritte, in parte verosimilmente connessa con il sensibile grado di concrezionamento che, anche se favorito dalla deformazione, omogeneizza i sedimenti: l'osservazione che nell'areatipo del Villafranchiano, interessata da una deformazione ancora meno intensa, si ha contemporaneamente un concrezionamento molto inferiore, suggerisce che la fratturazione possa essere considerata come elemento predisponente.

In base ai dati finora raccolti il quadro strutturale dell'area in esame mostra di inserirsi coerentemente in un contesto strutturale più ampio: esso sembra rimarcare, seppure con stile e intensità differenti, la situazione riconosciuta immediatamente più a N, nel Monferrato occidentale, da Piana e Polino (1995) (cfr. §2.1). Secondo gli autori, in quest'ultimo settore, l'assetto stratigrafico è stato condizionato dalla presenza di importanti di-

scontinuità strutturali con direzione NNW-SSE che ha determinato lo sviluppo di una "fascia tettonizzata" indicata come Zona di Deformazione di Rio Freddo: all'interno di questa si riconoscono "domini strutturali minori" caratterizzati dalla presenza di "unità tettono-stratigrafiche" assai differenziate tra loro; i principali sistemi di discontinuità strutturale riconosciuti, rappresentati da: "un sistema N120°E e N130°E, caratterizzato da movimenti trascorrenti e/o inversi, sistemi E-W e ENE-WSW caratterizzati da movimenti inversi e riattivazioni trascorrenti, un sistema N10°E e N20°E caratterizzato da movimenti trascorrenti prevalentemente sinistri", hanno infatti direzione confrontabile con le strutture riconosciute nell'area di studio

5. CONSIDERAZIONI CONCLUSIVE

Lo studio dell'area in esame ha condotto al riconoscimento, al di sopra dei sedimenti marini pliocenico-medi, di una successione villafranchiana con distribuzione sensibilmente più estesa di quanto indicato nelle cartografie precedenti. Tale successione, considerata nell'accezione proposta da Carraro (op. cit.), risulta più articolata di quanto finora noto e in particolare differenziabile in due complessi sedimentari sovrapposti separati da un'importante discontinuità erosionale, mostrando quindi sensibili analogie con quella affiorante nell'a-

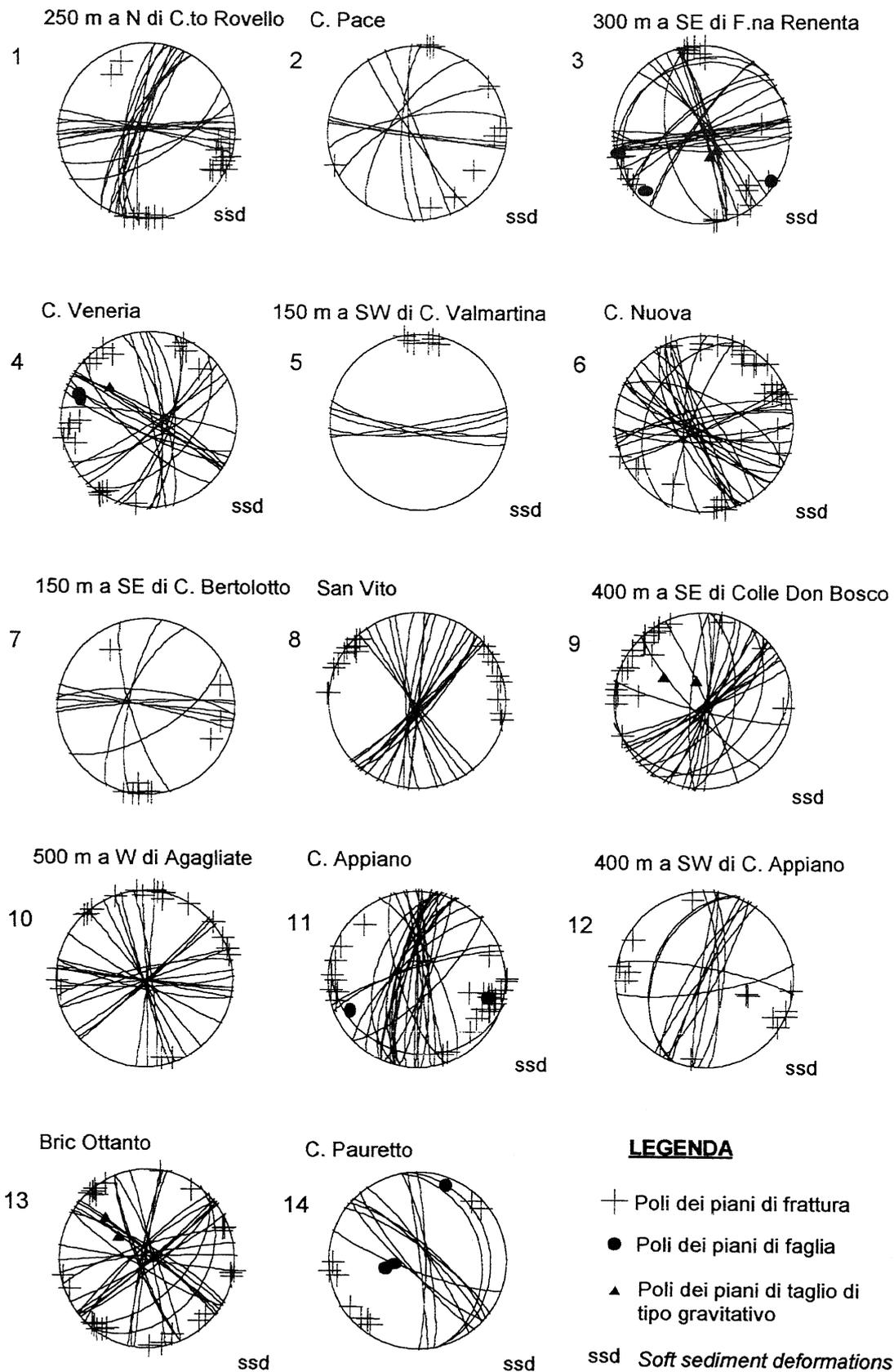


Fig. 23 - Proiezione stereografica (reticolo di Schmidt, emisfero inferiore) della distribuzione degli elementi mesostrutturali.
Schmidt projection (lower hemisphere) of the mesostructural elements distribution.

chi, rami e impronte di foglie) e a frammenti di vertebrati continentali, suggerisce, in accordo con i dati sedimentologici, che la deposizione sia avvenuta in un ambiente di fronte deltizio; la bimodalità riconoscibile nelle direzioni delle paleocorrenti e le strutture tipo *flaser bedding* consentono di ipotizzare un'influenza tidale.

Nella parte superiore sono invece rappresentati dai sedimenti dell'Unità di San Martino, che costituiscono un corpo lenticolare caratterizzato da spessori compresi tra 20 e 70 m. Corrispondono ad alternanze di silt, caratterizzati prevalentemente da laminazione piano-parallela e subordinatamente privi di stratificazione, e di sabbie fini con stratificazione incrociata concava: il rinvenimento, molto diffuso, di macroresti vegetali (frammenti di tronchi e di rami, impronte di foglie, canne palustri, radici in posto, frustoli), molluschi continentali e resti di vertebrati continentali suggerisce, in accordo con i dati sedimentologici, che la deposizione sia avvenuta in un ambiente di piana deltizia. In particolare le sabbie a stratificazione incrociata, associate localmente a silt privi di stratificazione, sono verosimilmente connesse alla presenza di canali, spesso soggetti a fenomeni di rotta fluviale; i silt fittamente laminati sono invece legati all'esistenza di estese zone di intercanale, periodicamente allagate; la presenza di localizzati depositi di lignite indica il temporaneo sviluppo di ambienti palustri.

Confrontando la successione di quest'area con quella della limitrofa area-tipo di Villafranca d'Asti, le differenze sedimentologiche più significative sono rappresentate dalla maggiore diffusione delle intercalazioni sabbiose nell'Unità di San Martino: questo carattere può essere messo in relazione con la posizione distale dell'area di studio, all'interno della piana deltizia; gli spessori complessivamente rilevanti dei sedimenti di questa unità, nettamente superiori rispetto ai settori limitrofi e confrontabili con il settore centrale, assiale, dell'area-tipo, suggeriscono che si sia verificata una generalizzata subsidenza sinsedimentaria.

Il sensibile grado di deformazione dei sedimenti in questo settore, evidenziato essenzialmente dalla diffusione delle fratture, delle faglie minori e delle *soft sediment deformations*, indica come la subsidenza risulti limitata a quest'area, caratterizzata pertanto da una evoluzione differenziale rispetto a quella dei Settori A, C e D. In particolare lo sviluppo delle *facies* caoticizzate, che costituiscono corpi lenticolari con spessore compreso tra 5 e 15 m inglobati nei sedimenti in posto a più livelli nella successione stratigrafica, suggerisce l'originaria presenza di scarpate in corrispondenza alle quali avveniva periodicamente la rielaborazione gravitativa dei sedimenti, pur se in un ambiente di pianura deltizia caratterizzato normalmente da gradienti modestissimi. La localizzazione dei corpi caoticizzati e delle *soft sediment deformations* in corrispondenza a fasce allungate parallelamente alle discontinuità strutturali principali suggerisce come le scarpate sepolte che attualmente separano i diversi settori abbiano rappresentato l'espressione morfologica di queste discontinuità; la distribuzione a più livelli di entrambe queste evidenze testimonia ripetuti fenomeni di instabilità gravitativa e dimostra l'evoluzione anche sinsedimentaria delle discontinuità. L'andamento delle fratture e delle faglie, secondo l'orientazione delle strutture regionali, suggerisce come, anche queste ultime, siano da collegare con l'evoluzione delle discontinuità principali.

Al di sopra si sviluppano più discontinuamente i sedimenti del Complesso Superiore, limitati a due distinti areali, sviluppati marginalmente rispetto alla dorsale centrale, sepolta (Alto di Case Gianni), modellata nei sedimenti del Complesso Inferiore: la discontinuità erosionale e i sedimenti del Complesso Superiore vengono differenziati arealmente indicando gli elementi distribuiti a S della dorsale, quindi in continuità con l'area-tipo, con la stessa terminologia utilizzata in precedenza (Superficie di Cascina Viarengo, Unità di Cascina Gherba e Unità di Mareto) ed invece con termini differenti gli elementi distribuiti a N (Superficie di Cascina Guerrina, Unità di Morialdo e Unità di Buttigliera) (cfr. inserto A in Tav. 1).

Il modellamento della Superficie di Cascina Viarengo, a configurare un'ampia depressione con profondità di circa 60 m estesa a tutta l'area-tipo di Villafranca d'Asti, e della Superficie di Cascina Guerrina, corrispondente ad una depressione allungata per circa 10 km in direzione SW-NE, con ampiezza in media di 4 km e profondità di circa 30 m, suggerisce per entrambe una origine fluviale.

I sedimenti dell'Unità di Cascina Gherba e dell'Unità di Morialdo costituiscono due distinti corpi lenticolari con spessori massimi lungo l'asse (60 m per i primi e 25 m per i secondi) e minimi ai margini: corrispondono a sabbie e sabbie ghiaiose con stratificazione incrociata concava, riconducibili ad un ambiente fluviale. L'esistenza di due elementi erosionali con distribuzione areale ed estensione differenti e la diversa composizione mineralogico-petrografica riscontrata tra i sedimenti delle due unità consentono di individuare l'esistenza di due distinti bacini di alimentazione. I sedimenti dell'Unità di Cascina Gherba, diffusi nell'intera area-tipo e caratterizzati da composizione essenzialmente quarzifica, sono da riferire a un corso d'acqua di dimensioni notevoli, riconducibile verosimilmente al bacino del F. Tanaro; i sedimenti dell'Unità di Morialdo, presenti in un settore ristretto e caratterizzati da composizione più eterogenea, sono da riferire ad un corso d'acqua di dimensioni minori, che drenava verosimilmente il versante meridionale della Collina di Torino in cui affiorano diffusamente le formazioni conglomeratiche terziarie o proveniente dal margine alpino.

I sedimenti delle Unità di Mareto, a S, e quelli della corrispondente Unità di Buttigliera, a N, che rappresentano il termine sommitale della successione villafranchiana, formano anch'essi due distinti corpi lenticolari, caratterizzati da spessori variabili rispettivamente tra 5 e 20 m e tra 35 e 40 m. Corrispondono prevalentemente a depositi siltoso-argillosi privi di stratificazione, spesso caratterizzati da intensa pedogenesi, riconducibili anch'essi a un ambiente fluviale: paiono interpretabili come il prodotto della sedimentazione di acque con un forte carico di sedimenti siltoso-argillosi in sospensione, che hanno preso origine da fenomeni di esondazione fluviale.

Questi sedimenti appaiono troncati dalle superfici d'erosione che segnano la base dei Depositi Fluviali Terrazzati responsabili dell'asportazione della parte sommitale della successione (Unità di Mareto a S, Unità di Buttigliera a N e Unità di San Martino in corrispondenza all'Alto di Case Gianni) e dell'obliterazione dell'espressione morfologica dei sedimenti stessi.

Confrontando l'evoluzione geologica di quest'area nei diversi intervalli di tempo si osserva come l'ampia

distribuzione dei sedimenti del Complesso Inferiore e la loro natura relativamente omogenea testimoniano la presenza di un'estesa piana deltizia: i rapporti di sovrapposizione tra i termini del Complesso Inferiore e il loro sensibile spessore suggeriscono come la deposizione sia stata accompagnata da subsidenza. La più localizzata distribuzione dei sedimenti del Complesso Superiore, preceduta da marcati fenomeni erosionali, suggerisce invece il successivo instaurarsi di una più ristretta pianura fluviale: il ridotto spessore dei sedimenti indica la deposizione in condizioni di sollevamento relativo rispetto all'area-tipo di Villafranca d'Asti, dove il Complesso Superiore ha infatti una distribuzione ubiquitaria e spessori maggiori.

Nel *Settore A* e nel *Settore D* (cfr. Fig.1), sviluppati rispettivamente a N della Zona di faglia di Castelnuovo e a NE della Faglia di Agagliate, i versanti sono modellati quasi interamente nei sedimenti marini pliocenici pre-villafranchiani: solo in corrispondenza alle sommità dei rilievi si osservano localmente i sedimenti dell'Unità di Ferrere.

La quasi totale assenza dei termini villafranchiani attesta come l'evoluzione geodinamica di questo settore sia caratterizzata da un generalizzato sollevamento. Per quel che riguarda la collocazione cronologica di questo fenomeno è necessario considerare la presenza delle *facies* caoticizzate distribuite nelle aree marginali dei settori limitrofi: la loro presenza suggerisce come il sollevamento sia in parte sinsedimentario rispetto alla deposizione del Complesso Inferiore; questi settori potevano quindi essere già in parte sollevati, impedendo la deposizione dei sedimenti villafranchiani o causando la deposizione di uno spessore già originariamente esiguo, ulteriormente ridotto dall'erosione successiva.

Nel *Settore C* (cfr. Fig.1), sviluppato a E e a SE delle Faglie di Serra e a N della Zona di faglia di Cascina Fagliaverde, sui sedimenti marini poggiano i termini basali della successione villafranchiana. Si osserva quindi una successione in parte confrontabile con quella affiorante nel *Settore B* e nell'area-tipo di Villafranca d'Asti: l'analoga di *facies* per quel che riguarda i sedimenti del Complesso Inferiore, caratterizzati anche in questo settore dalla presenza di corpi caoticizzati legati alla rielaborazione gravitativa dei sedimenti, e la confrontabilità degli spessori per ciò che riguarda l'Unità di Ferrere, suggeriscono come inizialmente quest'area fosse in sostanziale continuità con i settori prima citati. L'attuale assetto altimetrico delle differenti unità, evidenziato dal diffuso affioramento delle sabbie marine al di sotto della successione villafranchiana e dal modesto spessore dell'Unità di San Martino, e la quasi totale assenza dei sedimenti del Complesso Superiore sono invece connessi con l'evoluzione geodinamica successiva, consistita in un sensibile sollevamento differenziale di quest'area.

Analizzando più in generale l'area di distribuzione dei sedimenti villafranchiani si può ulteriormente ribadire come la sedimentazione dell'intera successione sia stata condizionata dall'evoluzione strutturale. Questo condizionamento è più evidente per i sedimenti del Complesso Inferiore di origine deltizia, la cui distribuzione coincide esattamente con i settori depressi legati all'evoluzione delle discontinuità strutturali principali, ed è invece meno evidente per i sedimenti del Complesso

Superiore, di origine fluviale, la cui distribuzione è invece limitata alle fasce assiali delle aree depresse.

Al momento sono da approfondire i legami tra l'evoluzione strutturale dell'area in esame e il quadro proposto recentemente per il Monferrato occidentale (Piana & Polino, 1995), in cui figurano elementi strutturali che interessano formazioni più antiche: questi ultimi, come si è detto, risultano confrontabili come direzione con gli elementi riconosciuti nell'area in esame ma appaiono caratterizzati da stile differente.

RINGRAZIAMENTI

Gli Autori ringraziano F. Carraro e P. Clari per la collaborazione, i preziosi suggerimenti e la paziente ed accurata lettura del manoscritto.

Lavoro realizzato con il contributo finanziario del Centro di Studi sulla Geodinamica delle Catene Collisionali del CNR di Torino.

BIBLIOGRAFIA

- Ambrosetti P., Azzaroli A., Ficarelli G., Masini F., Sala B. & Torre D. (1996) - *Biostratigrafia: Vertebrati*. In: Carraro F. (ed.), *Revisione del Villafranchiano nell'area-tipo di Villafranca d'Asti*. Il Quaternario, **9** (1), 70-73.
- Angela-Franchini M., Boano P., Compagnoni R. & Forno M. G. (1996) - *Mineralogia e petrografia*. In: Carraro F. (ed.), *Revisione del Villafranchiano nell'area-tipo di Villafranca d'Asti*. Il Quaternario, **9** (1), 98-101.
- Armando E., Bozzo E. & Lanza R. (1984) - *L'anomalia magnetica Torino-Asti*. Mem. Soc. Geol. It., **29**, 35-41.
- Azzaroli A. (1977) - *The villafranchian stage in Italy and the Plio-Pleistocene Boundary*. Giorn. Geol., ser. 2, **41**, 61-79.
- Azzaroli A. & Vialli V. (1971) - *Villafranchian*. Giorn. Geol., ser. 2, **37** (1969), 221-232.
- Bertoldi R. (1996) - *Biostratigrafia: i pollini del Complesso Inferiore*. In: Carraro F. (ed.), *Revisione del Villafranchiano nell'area-tipo di Villafranca d'Asti*. Il Quaternario, **9** (1), 79-85.
- Bicchi E., Ferrero E., Novaretti A., Pirini C. & Valleri G. (1994) - *Biostratigrafia della successione oligomiocenica della Collina di Torino e del Monferrato*. Atti Tic. Sc. Terra, ser. spec., **1**, 215-225.
- Biella G. C., Gelati R., Maistrello M., Mancuso M., Masiotta P. & Scarascia S. (1987) - *The structure of the upper crust in the Alps-Appennines boundary region deduced from refraction seismic data*. Tectonophysics, **142**, 71-85.
- Biella G. C., Clari P., De Franco R., Gelati R., Ghibaudo G., Gnaccolini M., Lanza R., Polino R., Ricci B. & Rossi P. M. (1992) - *Geometrie crostali al nodo Alpi/Appennino: conseguenze sull'evoluzione cinematica dei bacini neogenici*. Riassunti 76^a Riunione estiva Soc. Geol. It., 192-195.
- Boano P. & Forno M. G. (1996a) - *Carta geologica dell'area-tipo del Villafranchiano*. Scala 1:20.000. In: Carraro F. (ed.), *Revisione del Villafranchiano nell'area-tipo di Villafranca d'Asti*. Il Quaternario, **9** (1).

- Boano P. & Forno M. G. (1996b) - *La successione-tipo villafranchiana: litostratigrafia*. In: Carraro F. (ed.), *Revisione del Villafranchiano nell'area-tipo di Villafranca d'Asti*. Il Quaternario, **9** (1), 38-62.
- Boano P., Forno M. G. & Giardino M. (1996) - *Geologia strutturale*. In: Carraro F. (ed.), *Revisione del Villafranchiano nell'area-tipo di Villafranca d'Asti*. Il Quaternario, **9** (1), 63-70.
- Boano P., Forno M. G. & Giardino M. (1998) - *Deformazioni sinsedimentarie nella successione-tipo villafranchiana presso Castenuovo Don Bosco (Asti)*. Il Quaternario, **10** (2), 355-358.
- Boano P., Boero W., Forno M. G. & Mottura A. (1999a) - *Significato di concentrazioni di resti fossili associati a un suolo e a prodotti colluviali entro la successione - tipo villafranchiana*. Geitalia, 2° Forum FIST, 1999, **1**, 203-206.
- Boano P., Bormioli D., Lanza R., & Carraro F. (1999b) - *Magnetic stratigraphy of the Villafranchian type-section*. Annali di Geofisica, **42** (1), 9-19.
- Boni A., Boni P., Braga G. P., Bruno G., Casnedi R., Corsi M., Dal Piaz G. B., Gatto G. O., Gatto P., Motta E., Perotto G., Rampoldi R. & Mosna S. (1970) - *Foglio 69 "Asti" della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000*. IIª ed., Serv. Geol. It., Roma.
- Boni A. & Casnedi R. (1970) - *Note Illustrative dei Fogli 69 e 70 "Asti-Alessandria" della Carta Geologica d'Italia*. IIª ed., Serv. Geol. It., Roma, 64 pp.
- Bonsignore G., Borgo A., Crema G. C., Mediolio F., Montrasio A., Ragni U., Petrucci F. & Zanella E. (1969a) - *Foglio 57 "Vercelli" della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000*. IIª ed., Serv. Geol. It., Roma.
- Bonsignore G., Bortolami G. C., Elter G., Montrasio A., Petrucci F., Ragni U., Sacchi R., Sturani C. & Zanella E. (1969b) - *Note Illustrative dei Fogli 56 e 57 "Torino e Vercelli" della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000*. IIª ed., Serv. Geol. It., Roma, 96 pp.
- Bortolami G. C., Crema G. C., Malaroda R., Petrucci F., Sacchi R., Sturani C., Venzo S. & Zanella E. (1969a) - *Foglio 56 "Torino" della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000*. IIª ed., Serv. Geol. It., Roma.
- Bortolami G. C., Carraro F., Crema C., Petrucci F., Sacchi R., Sturani C. & Tagliavini S. (1969b) - *Foglio 68 "Carmagnola" della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000*. IIª ed., Serv. Geol. It., Roma.
- Canavese P. A., Beretta G. P., De Luca A. D., Forno M. G. & Masciocco L. (1999) - *Stratigrafia e distribuzione degli acquiferi nel sottosuolo del settore centrale e meridionale dell'Altopiano di Poirino (Torino)*. Il Quaternario, **12** (2) 75-86.
- Caramiello R. & Siniscalco C. (1996) - *Biostratigrafia: i pollini del Complesso Superiore*. In: Carraro F. (ed.), *Revisione del Villafranchiano nell'area-tipo di Villafranca d'Asti*. Il Quaternario, **9** (1), 85-90.
- Carraro F. (ed.) (1996) - *Revisione del Villafranchiano nell'area-tipo di Villafranca d'Asti*. Il Quaternario, **9** (1), 5-119.
- Carraro F. & Valpreda E. (1991) - *The Middle-Upper Quaternary of the Asti Basin*. Il Quaternario, **4** (1), 151-172.
- 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.
- Compagnoni R. & Forno M. G. (1992) - *Significato geologico dei depositi fluviali ghiaiosi pleistocenici medi nella Collina di Torino*. Il Quaternario, **5** (1), 105-122.
- Campanino F., Forno M. 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.
- Ferrero E. & Merlino B. (1992) - *Ricostruzione paleoecologica di una malacofauna del Bacino Pliocenico Astigiano (Italia NW)*. Boll. Malacol., **28**, 101-138.
- Ferrero E. & Pavia G. (1996) - *La successione marina pre-villafranchiana*. In: Carraro F. (ed.), *Revisione del Villafranchiano nell'area-tipo di Villafranca d'Asti*. Il Quaternario, **9** (1), 36-38.
- Forno M. G. (1982) - *Studio geologico dell'Altopiano di Poirino*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., **3**, 129-162, 1 Carta Geol. 1:50.000.
- Hancock P. L. (1985) - *Brittle microtectonics: principle and practice*. Journ. Struct. Geol., **7**, 437-458.
- Laubscher H., Biella G. C., Cassinis R., Gelati R., Lozej A., Scarascia S. & Tabacco I. (1992) - *The collisional knot in Liguria*. Geol. Rund., **81**, 275-289.
- Losecke W. & Scheelke I. (1978) - *Results of magnetotelluric measurements in the South-Western Po Plain*. In: Closs H., Roeder D. & Schmidt K. (eds.): *Alps, Apennines, Hellenides*. Schweizerbart, Stuttgart, 289-293.
- Loss R. (1942) - *Resti di Mastodonte rinvenuti in località Becchi di Castelnuovo S. Bosco (Colle S. Bosco, Torino)*. Atti R. Acc. Sc. Torino, **77**, 1-6.
- Loss R. (1945) - *Resti di Rhinoceros dalla località Becchi di Castelnuovo S. Bosco (Colle S. Bosco, Torino)*. Natura, **36**, 63-70.
- Maltman A. (1984) - *On the term "soft-sediment deformation"*. Journ. Struct. Geol., **6** (5), 589-592.
- Miletto M. & Polino R. (1992) - *A Gravity model of the crust beneath the Tertiary Piemonte Basin (northwestern Italy)*. Tectonophysics, **212**, 243-256.
- North American Commission on Stratigraphic Nomenclature (1983) - *North American Stratigraphic Code*. Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull., **67** (5), 841-875.
- Owen G. (1987) - *Deformation processes in unconsolidated sands*. Jones M.E. & Preston R. M. F. (eds.), *Deformations of Sediments and Sedimentary Rocks*. Geol. Soc. Spec. Publ., **29**, 11-24.
- Pareto M. (1865) - *Note sur la subdivision que l'on pourrait établir dans les terrains de l'Appenin septentrional*. Bull. Soc. Géol. Fr., sér. 2, **22**, 210-277.
- Pasquarè 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*. Ist. Poligr. di Stato, Roma, 203 pp.
- Pavia G. (1996) - *Biostratigrafia: le malacofaune marine*. In: Carraro F. (ed.), *Revisione del Villafranchiano nell'area-tipo di Villafranca d'Asti*. Il Quaternario, **9** (1), 90-93.

- Piana F. & Polino R. (1995) - *Tertiary structural relationships between Alps and Apennines: the critical Torino Hill and Monferrato area, Northwestern Italy*. Terra Nova, **7**, 138-143.
- Polino R., Gelati R., Rossi P. M., Biella G. C. & De Franco R. (1992) - *Crustal structures beneath the Southern Piemonte (North-Western Italy): consequences on kinematic of the Alps/Apennine boundary*. Geologie Alpine, Sér. spéc., Résumés, **1**, 74-75.
- Rio D., Sprovieri R. & Thunell R. (1991) - *Pliocene - Lower Pleistocene chronostratigraphy: a re-evaluation of Mediterranean type sections*. Bull. Geol. Soc. America, **103**, 1049-1058.
- Sacco F. (1890) - *Il bacino terziario e quaternario del Piemonte*. Tip. Bernardoni, Milano, 643 pp.
- Zuffardi P. (1913) - *Elefanti fossili del Piemonte*. Paleontogr. It., **19**, 121-187.

Ms. ricevuto il 30 luglio 1999
Testo definitivo ricevuto il 1° dicembre 1999

Ms. received: July 30, 1999
Final text received: December 1, 1999