

MARIA GABRIELLA FORNO (*)

STUDIO GEOLOGICO DELL'ALTOPIANO DI POIRINO (Torino) (**)

ABSTRACT: FORNO M. G., *Geological study of the Altopiano di Poirino* (IT ISSN 0084-8948, 1982).

During a reappraisal of the recent evolution of the Piedmontese sector, as part of the Carta Neotettonica d'Italia promoted by the Progetto Finalizzato Geodinamica it was felt desirable to examine the Altopiano di Poirino (Poirino Plateau), which lies immediately to the South of the Collina di Torino relief.

It has been thought that the drainage of the S. Piedmontese basin (now to the N of the Collina di Torino) lay across this area in pre-Würmian times (CARRARO, 1976), though this has not yet been demonstrated for the plateau itself, which has been regarded as substantially the result of erosion of the substratum with a slight wind-borne cover. By contrast, this paper shows that the area as a whole includes fluvial deposits, together with the remains of meanders with kilometre-order bends (FORNO, 1980). These form a 10-30 metre layer on the "Villafranchian" substratum: their pedological features, supported by radiometric dating of the Moncucco Torinese fossilbearing bed (ALESSIO & alii, in press), have shown that they consist of two sequences (A and B) with different paleosols and a different areal distribution. Sequence A (Unit A₁ and Unit A₂) is referable to the upper part of the Middle Pleistocene, while sequence B belongs to the Upper Pleistocene. Unit A₁ is composed of prevalently gravel deposits in the S sector of the plateau. These include poorly spherical, distinctly heterometric pebbles (quartzites and conglomerate quartzites), whose average size is about one decimetre. In addition a scanty sand matrix and a weak planoparallel stratification enable a distinction between these deposits and the underlying "Villafranchian" substratum, with which they have hitherto been assimilated, and also show that they are of fluvial origin. The substratum, in fact, is primarily composed of much smaller, highly spherical, homometric pebbles, with oblique-laminar stratification, and its matrix is much more abundant. Unit A₁ is evidently attributable to a powerful stream flowing from the S. Piedmontese basin (from SW) as shown by the lithology, and draining towards to E, though this is uncertain, since the deposits have been removed by erosion. The silt and clay deposits of Unit A₂ (S and centre of the plateau) come next. Their texture (poor sorting and a coarse sand fraction), and their gradual transition from the underlying pebbles suggest that they, too, are fluvial, and not wind-borne as indicated in the literature. The remains of the meander pattern on the surface and the fact that these deposits continue eastwards in the direction of the Asti hills, show that the watercourse ran from W to E to carry the outflow from the S. Piedmontese basin to the central Po plain.

Sequence B, too, displays poor selection, and its sandy fraction is even more abundant than that of Unit A₂, suggesting that these deposits are of fluvial origin. They lie in the N sector of the plateau and in the "paleo-Tanaro" cutting in the W sector. As in

the case of Unit A₂, the surviving meander pattern and the continuation of these deposits to the E suggest that the watercourse ran from W (where, in fact, the original bed can be discerned) to E.

The present drainage pattern is very different. It is of local significance, its rate is low, and it runs mainly to SSW and NNW, whereas that responsible for these deposits was of regional importance, had a high rate, and ran from W to E.

The presence of these deposits over an area several tens of kilometres wide, and the fact that their features show them to be the relicts of several bands of meanders, indicate that the drainage pattern migrated over a considerable distance in the course of time. In the upper part of the middle Pleistocene (Sequence A), there were two distinct watercourse: a S one that flowed through the S and central sectors of the plateau and gradually migrated northwards, and a N one that flowed through the Collina di Torino and gradually shifted southwards.

In the upper Pleistocene (Sequence B), these rivers became a single in the N sector of the plateau. The "paleo-Tanaro" cutting to the W is the morphological relict (referable to this interval) of the S watercourse before its confluence with the N. Contrary to what has always been supposed, therefore, this ancient bed was not an affluent of the present N river (F. Po), but of its abandoned course through the tableland.

The present plateau is deformed: its N sector slopes to the SSW, and its central and S sectors slope to the NNW and NW respectively.

It is also cut by escarpments to the E and W, and distinctly incised by the drainage pattern. This complicated morphological evolution is substantially due to its tectonics. The overall effect of such deformation has been to impose the present gently synclinal with an approximately E-W axis weakly dipping to the W. To the N and S, this synclinal disappears into the monoclinical of the Collina di Torino and the Langhe respectively. To the E, on the other hand, it is shut off from its original continuation into the Asti hills by a deep flexure escarpment, which has lowered the Asti area by about 60 meters. To the W, it is separated from the S. Piedmontese plain by an escarpment the height of which decreases from N to S. Both the make up and the truncation of this syncline took place between the upper part of the middle Pleistocene and the upper Pleistocene (i.e. the period covered by Sequences A and B).

Recognition of this situation in the plateau, in other words an area that has remained relatively stable in the hill sector, shows

(*) Istituto di Geologia dell'Università di Torino.

(**) Pubblicazione n. 355 del Progetto Finalizzato Geodinamica del CNR. Questo lavoro è stato pubblicato con fondi erogati dal Centro di Studio sui Problemi dell'Orogeno delle Alpi Occidentali del CNR - Torino.

the presence of a recent component in the deformation that the entire hill area has undergone.

The age of these fluvial deposits on the surface of the plateau also make it clear that both diversion of the S. Piemontese basin collector to form the present course of the Po to the N of the Collina di Torino, and the shift of the Tanaro to its present position S of the tableland, occurred in the upper Pleistocene, and not in the "Rissian" period as claimed in the literature.

RIASSUNTO: FORNO M. G., *Studio geologico dell'Altopiano di Poirino (Torino)* (IT ISSN 0084-8948, 1982).

Nel corso della ricostruzione dell'evoluzione recente del settore piemontese (effettuata nell'ambito della Carta Neotettonica d'Italia promossa dal Progetto Finalizzato Geodinamica) si è ritenuto opportuno approfondire la conoscenza dell'area corrispondente all'Altopiano di Poirino (sviluppato immediatamente a Sud del rilievo della Collina di Torino): bisogna ricordare come fosse stato in precedenza ipotizzato (CARRARO, 1976) (ma non ancora dimostrato per l'area dell'altopiano) che appunto a Sud di questo rilievo avvenisse fino in epoca «prewürmiana» il deflusso del drenaggio del bacino piemontese meridionale (attualmente impostato a Nord del rilievo collinare).

Nel presente lavoro, a differenza di quanto finora noto per l'altopiano (ritenuto una forma essenzialmente di erosione a spese del substrato con una modesta copertura eolica), è stata riconosciuta in quest'area la presenza generalizzata di depositi fluviali a cui sono associati relitti di meandri con raggio di curvatura chilometrico (FORNO, 1980): essi formano una coltre con potenza variabile tra 10 e 30 m sviluppata sul substrato «villafanchiano».

I caratteri pedologici dei depositi, calibrati con la datazione radiometrica del giacimento fossilifero di Moncucco Torinese (ALESSIO & alii, in corso di stampa), permettono di riconoscere come essi corrispondano alla successione di due Complessi (A e B), caratterizzati oltre che da un differente paleosuolo da una diversa distribuzione areale, riferibili il primo essenzialmente alla parte superiore del Pleistocene medio ed il secondo al Pleistocene superiore. Il Complesso A è costituito nella parte inferiore da depositi prevalentemente ghiaiosi (Unità A₁) distribuiti nel Settore Meridionale dell'altopiano; questi depositi sono caratterizzati dalla presenza di ciottoli, con bassa sfericità e forte eterometria, di dimensioni in media decimetriche (costituiti in netta prevalenza da quarziti e quarziti conglomeratiche), dalla scarsità della matrice sabbiosa e dalla presenza di una debole stratificazione piano-parallela: questi caratteri permettono da un lato di differenziarli dal substrato «villafanchiano» (costituito in prevalenza da depositi sabbioso-ghiaiosi formati da ciottoli quarziticci, omometrici e con alto grado di sfericità, nettamente più minuti, e da una matrice molto più abbondante e caratterizzato da una stratificazione a lamine oblique) con il quale erano stati finora assimilati e dall'altro di indicarne la natura fluviale; la loro deposizione è da attribuire ad un corso d'acqua di grande portata che proveniva (come indicato dalla litologia) dal bacino piemontese meridionale (ossia da SW) e drenava verosimilmente verso E (dove però i depositi ghiaiosi risultano asportati dall'erosione). Sopra l'Unità A₁ poggiano i depositi limoso-argillosi dell'Unità A₂, distribuiti nei Settori Meridionale e Centrale dell'altopiano: le caratteristiche tessiturali di questi depositi (essenzialmente scarsa selezione e presenza di una frazione di sabbia grossolana) insieme alla natura graduale del passaggio con i sottostanti depositi ghiaiosi, ne escludono l'origine eolica, finora indicata in letteratura, e ne suggeriscono la natura fluviale. L'andamento delle tracce del reticolato a meandri conservate sulla superficie ed il fatto che questi depositi continuino verso E, nell'area corrispondente ai Rilievi dell'Astigiano, indicano che il corso d'acqua a cui sono legati drenava da W verso E convogliando il deflusso del bacino piemontese meridionale verso la pianura padana centrale. La scarsa selezione e la presenza di una frazione sabbiosa ancor più rilevante (rispetto ai depositi dell'Unità A₂) valgono a suggerire l'origine fluviale anche del Complesso B, costituito da depositi limoso-sabbiosi: questi depositi sono distribuiti nel Settore Settentrionale dell'altopiano e nell'incisione del «paleo-Tanaro», sviluppato a W dell'altopiano stesso; come per

quelli dell'Unità A₂, l'andamento delle tracce del reticolato a meandri e la prosecuzione di questi depositi a E dell'altopiano suggerisce che il corso d'acqua a cui sono legati smaltisse il deflusso del bacino piemontese meridionale da W (dove è riconoscibile appunto l'andamento del paleoalveo) verso E.

Il reticolato che drena attualmente l'altopiano, rappresentando un drenaggio locale caratterizzato da portate modeste e da una direzione di flusso verso W per l'asta principale e verso SSW e NNW per la rete affluente, differisce quindi notevolmente dal drenaggio responsabile della deposizione dei sedimenti fluviali che, come si è detto, aveva importanza regionale ed era caratterizzato da notevoli portate e da una direzione di flusso da W verso E.

Il fatto che i depositi fluviali siano distribuiti in una fascia con larghezza di diverse decine di chilometri e che le tracce morfologiche ad essi associate mostrino di corrispondere ai relitti di più fasce meandriche, suggerisce che questo drenaggio sia migrato notevolmente nel tempo. Esso era dapprima (nella parte superiore del Pleistocene medio) costituito da due collettori principali: quello meridionale defluiva attraverso l'area corrispondente ai Settori meridionale e centrale dell'altopiano e migrava progressivamente verso Nord; quello settentrionale defluiva attraverso l'area corrispondente al Rilievo della Collina di Torino e migrava progressivamente verso Sud. In seguito (nel Pleistocene superiore) questi collettori confluivano in un unico corso d'acqua nell'area corrispondente al Settore settentrionale dell'altopiano; l'incisione del «paleo-Tanaro», sviluppato immediatamente a W dell'altopiano, rappresenta il relitto morfologico (riferibile a questo intervallo) del collettore meridionale a monte della confluenza con quello settentrionale. Questo paleoalveo non costituiva quindi, come si è sempre creduto, un affluente del collettore del bacino piemontese meridionale nel suo andamento attuale (F. Po), bensì nel suo andamento abbandonato attraverso l'altopiano.

La complessa evoluzione morfologica avuta dall'area corrispondente all'attuale altopiano, che appare deformato (il Settore Settentrionale è inclinato verso SSW e quelli Centrale e Meridionale rispettivamente verso NNW e NW), troncato da scarpate verso E e verso W e sensibilmente inciso dal reticolato idrografico, è legata essenzialmente alla sua evoluzione tettonica: l'effetto complessivo di tale deformazione ha determinato l'attuale struttura dell'area a blanda sinclinale con asse ad andamento circa E-W debolmente immerso verso W. Questa struttura sinclinale sfuma verso N e verso S nelle strutture monoclinali corrispondenti rispettivamente ai Rilievi della Collina di Torino e delle Langhe; verso E è invece separata dalla sua originaria prosecuzione nei Rilievi dell'Astigiano da una profonda scarpata che si sta riconoscendo corrispondere ad una scarpata di «fascia di fessura»: questa è responsabile dell'abbassamento dell'area astigiana di circa 60 metri; verso W infine è separata, dalla pianura piemontese meridionale, da una scarpata con altezza decrescente da Sud verso Nord.

Tanto la formazione della struttura sinclinale quanto la sua truncatura si sono realizzate nell'intervallo compreso tra l'inizio della deposizione del Complesso A a poco oltre la fine della deposizione del Complesso B e sono quindi riferibili essenzialmente all'intervallo compreso tra la parte superiore del Pleistocene medio e quello superiore. Il riconoscimento di questa situazione nell'area dell'altopiano, corrispondente ad un'area rimasta relativamente stabile nell'ambito del settore collinare, dà una prima idea sull'esistenza di una importante componente recente nella deformazione che ha interessato l'intera area collinare.

Il lasso di tempo in cui si sono depositi i sedimenti fluviali che costituiscono in superficie l'altopiano (che comprende anche parte del Pleistocene superiore) suggerisce inoltre un'età più recente di quella «rissiana» (indicata in letteratura) sia per la diversione del collettore del drenaggio del bacino piemontese meridionale (ad assumere l'attuale andamento del F. Po a Nord del Rilievo della Collina di Torino) (CARRARO, *op. cit.*), come pure per il noto cambiamento di percorso del F. Tanaro (che attualmente scorre a Sud dell'area dell'altopiano): entrambi i fenomeni sono infatti riferibili al Pleistocene superiore.

TERMINI-CHIAVE: depositi continentali, Pleistocene medio e superiore, Altopiano di Poirino.

1. PREMESSA

Questa monografia, che prende in esame l'evoluzione recente dell'area corrispondente all'Altopiano di Poirino, rientra nell'ambito della più ampia ricostruzione dell'evoluzione dei rilievi collinari piemontesi effettuata in funzione della realizzazione della Carta Neotettonica d'Italia, promossa dal Progetto Finalizzato Geodinamica.

La scelta di questa unità morfologica, ritenuta una forma essenzialmente di erosione a spese della classica serie « villafranchiana » con una modesta copertura eolica, come settore da studiare più in dettaglio, è stata suggerita dal fatto che, durante lo studio del « loess » della Collina di Torino (FORNO, 1979), si è riconosciuta la natura fluviale dei depositi limosi costituenti in superficie il margine nordoccidentale dell'altopiano. Questi documentano l'esistenza di un drenaggio sensibilmente diverso dall'attuale connesso con una differente situazione morfologica: è la geometria di questi depositi che deve essere utilizzata come elemento di riferimento per valutare la deformazione recente subita da quest'area.

I risultati dello studio di questo settore hanno costituito un incentivo all'esame dettagliato dell'evoluzione recente delle aree collinari limitrofe, in cui si sta pure riconoscendo la presenza generalizzata di depositi fluviali connessi con un drenaggio diverso dall'attuale: la sensibile deformazione che essi mostrano in queste aree suggerisce l'esistenza di una attività tettonica recente ancora più marcata.

2. INQUADRAMENTO MORFOLOGICO

Il termine Altopiano di Poirino viene qui usato in senso geografico, ossia con riferimento all'area subpianeggiante che si sviluppa, con estensione di circa 400 km², a Sud del Rilievo della Collina di Torino (fig. 1) ed a NW dei Rilievi del Braidese (margine nordoccidentale delle Langhe): esso appare sospeso, tramite scarpate di altezza variabile, rispetto ai Rilievi dell'Astigiano⁽¹⁾ a Est ed alla pianura piemontese meridionale a Ovest.

L'altopiano, allungato per oltre 50 km in direzione N-S e più ristretto in senso E-W (al massimo 15 km), presenta una superficie debolmente ondulata (fig. 2): la porzione più depressa corrisponde all'area, sviluppata a quota variabile tra 230 e 240 m, in cui scorre il T. Banna; le porzioni più rilevate sono invece quelle sudorientali (a SE di Sanfrè), che raggiungono circa 380 m di quota, e quelle nordorientali (attorno a Buttigliera), che raggiungono circa 290 m di quota.

Il margine settentrionale dell'altopiano, al limite col Rilievo della Collina di Torino (sviluppato quest'ultimo a quota variabile tra 290 e 715 m), corrisponde ad un evidente ma graduale aumento dell'inclinazione della superficie. Il margine orientale, al limite con i Rilievi dell'Astigiano, corrisponde ad una scarpata rivolta verso Est

(« scarpata orientale » in fig. 1): questa ha andamento all'incirca N-S ed è complessivamente rettilinea, anche se sinuosa nel dettaglio; la sua altezza è debolmente decrescente da Sud (120 m a Montà) verso Nord (80 m a Valfenera). Il margine sudorientale, al limite con i Rilievi del Braidese (le cui sommità sono sviluppate a quota variabile tra 350 e 440 m), corrisponde ad un aumento dell'inclinazione, meno forte però rispetto a quello settentrionale, anche se più netto: questi Rilievi appaiono a loro volta delimitati da un'alta scarpata rivolta verso SE (« scarpata sudorientale » in fig. 1) che li separa dai Rilievi delle Langhe (fig. 3). Il margine occidentale corrisponde, nel tratto meridionale al limite con l'incisione del « paleo-Tanaro » (cf. 3.), ad una scarpata rivolta verso W (« scarpata occidentale » in fig. 1): anche questa scarpata (fig. 4) ha andamento grossomodo rettilineo all'incirca N-S ed altezza complessivamente inferiore rispetto a quella orientale; appare, come quest'ultima, decrescente da Sud, dove raggiunge 45 m (presso Sanfrè), verso Nord (33 m presso Sommariva del Bosco) fin quasi ad annullarsi (2 m a Favari) in corrispondenza della porzione centrale dell'altopiano. Il margine occidentale corrisponde infine, nel tratto settentrionale al limite con la pianura piemontese meridionale, ad una scarpata rivolta verso WNW: questa ha altezza complessivamente modesta (3-7 m) e si rastrema dal margine con il rilievo collinare verso SSW.

Il fatto che l'altopiano sia in buona parte « isolato », essendo delimitato verso E e verso W da scarpate e collegato solo verso Nord con il Rilievo della Collina di Torino e verso SE con i Rilievi del Braidese (a loro volta delimitati dal rilievo delle Langhe da una scarpata), fa sì che esso abbia un sistema di drenaggio praticamente indipendente che convoglia, oltre alle acque dell'altopiano stesso, solo quelle di parte del versante meridionale del Rilievo della Collina di Torino e dei Rilievi del Braidese. Questo drenaggio, che è caratterizzato da portate in genere modeste ed andamento (fig. 1) « a spina di pesce » (« *pinnate pattern* » in FAIRBRIDGE, 1968), fa capo a due collettori principali: il T. Banna e il T. Melletta. Il reticolato affluente del T. Banna drena la porzione settentrionale e centrale dell'altopiano (CARRARO & *alii*, in corso di stampa); quello affluente del T. Melletta drena invece la porzione meridionale.

Analizzando più in dettaglio l'organizzazione del reticolato del T. Banna, si osserva come l'asta principale sia impostata nell'area più depressa dell'altopiano, allungata in senso E-W, e drena verso W; gli affluenti di destra, che drenano anche parte del versante meridionale del Rilievo della Collina di Torino (R. Santena, R. Riassola, R. del Busso, R. Borgallo e R. Banna), scorrono verso SSW⁽²⁾; quelli di sinistra (R. Stellone, T. Rioverde, R. Valgorrera, R. d'Isolabella, R. Bottalino e R. Robeirano) scorrono invece verso NNW.

Per quanto riguarda il reticolato del T. Melletta, si osserva come esso sia costituito da un collettore principale

(1) Col termine di Rilievi dell'Astigiano viene qui intesa l'espressione morfologica dell'unità che è indicata in letteratura come « Bacino di Asti »: bisogna però precisare come in realtà si tratti di rilievi collinari « negativi » legati allo smembramento di una superficie sviluppata a quota più bassa rispetto all'altopiano.

(2) Andamento analogo a questi corsi d'acqua ha pure il T. Tepice, che segna il margine nordoccidentale dell'altopiano: questo corso d'acqua, defluendo direttamente nel Po, non rappresenta un affluente del T. Banna; durante le piene però le acque di esondazione di questi due corsi d'acqua si mescolano tra loro.



FIG. 3 - Aspetto della scarpata rivolta verso SE che segna il margine sudorientale dei Rilievi del Braidese (nel tratto compreso tra S. Stefano Roero (fuori carta) e Montà): essa ha in profilo un andamento ondulato legato alla presenza di incisioni modellate dal reticolato a meandri ed approfondite da quello attuale.

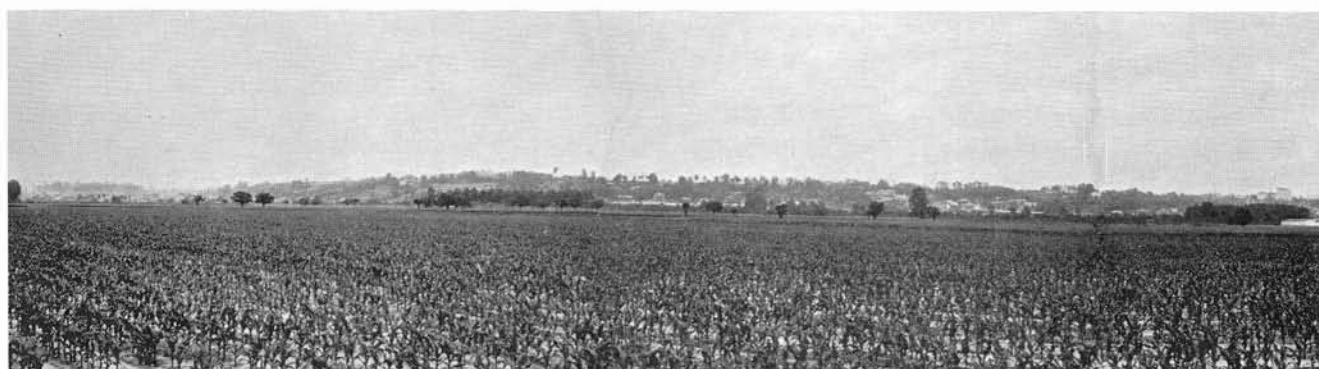


FIG. 4 - Aspetto della scarpata rivolta verso W che segna il margine occidentale dell'altopiano nel tratto compreso tra Sanfrè e Sommariva Bosco: questa scarpata, che delimita l'altopiano dall'incisione del « paleo-Tanaro » (in primo piano nella foto), appare decrescente come altezza verso Nord (verso sinistra nella foto) ed ha anch'essa in profilo un andamento ondulato per la presenza di incisioni modellate dal reticolato a meandri ed approfondite da quello attuale.

con andamento da Sud verso Nord, impostato nella depressione corrispondente all'alveo del « paleo-Tanaro », e da una rete affluente costituita da corsi d'acqua che scorrono verso NW (T. Ricchiardo, R. Pocapaglia e R. Ripoglia): questi corsi d'acqua drenano anche l'area corrispondente ai Rilievi del Braidese.

I solchi vallivi in cui è impostato il reticolato che drena l'altopiano nelle aree meno rilevate (ossia nella porzione settentrionale e centrale dell'altopiano e nella depressione del « paleo-Tanaro ») appaiono debolmente incisi e visibilmente sovradimensionati; nelle aree più rilevate dell'altopiano (ossia nella porzione meridionale) i solchi vallivi sono invece più incisi, meno ampi e caratterizzati da un profilo trasversale visibilmente asimmetrico.

La superficie dell'altopiano, pur apparendo in confronto ai rilievi collinari adiacenti come un'area grossomodo pianeggiante (fig. 1), mostra una inclinazione ed una ondulazione apprezzabili: in base a queste caratteristiche può essere suddivisa, da Sud verso Nord, in tre settori distinti.

Il *Settore Meridionale* (tav. 1), compreso grossomodo tra il corso del R. Ripoglia (che segna il limite meridionale dell'altopiano) e quello del R. Ricchiardo, presenta un'inclinazione media dell'1,5 % verso NW: questa superficie

mostra sensibili « ondulazioni » ⁽³⁾ (con dislivello in genere dell'ordine di 15 ÷ 20 m). Appare profondamente disseccato dal reticolato idrografico, rappresentato dagli affluenti del T. Melletta drenanti verso NW. Le scarpate che delimitano le incisioni di questi corsi d'acqua hanno altezza decrescente da SE, dove in alcuni punti (ad es. per il T. Ripoglia presso Cravioli) raggiungono i 60 m, verso NW, dove l'altezza si riduce a 20-30 m (ad es. 25 m per il T. Ripoglia a Sommariva Bosco); tali incisioni presentano inoltre un profilo trasversale fortemente asimmetrico (cf. 5.): le scarpate rivolte verso SW (destre) appaiono molto inclinate, mentre quelle rivolte verso NE (sinistre) risultano inclinate molto più debolmente.

Il *Settore Centrale*, compreso grossomodo tra il corso del R. Ricchiardo e quello del T. Banna, presenta un'inclinazione media dell'1 % verso NNW: questa superficie mostra ondulazioni (primarie) meno sensibili della precedente (con dislivello attorno alla decina di metri). Appare inciso in misura variabile dal reticolato idrografico, rap-

(3) Non esiste una terminologia per distinguere le ondulazioni legate al modellamento originario da quelle legate a rimodellamento o a deformazione successivi: nel caso specifico queste ondulazioni rappresentano delle forme originarie riferibili, come si vedrà in seguito, ad un drenaggio a meandri.

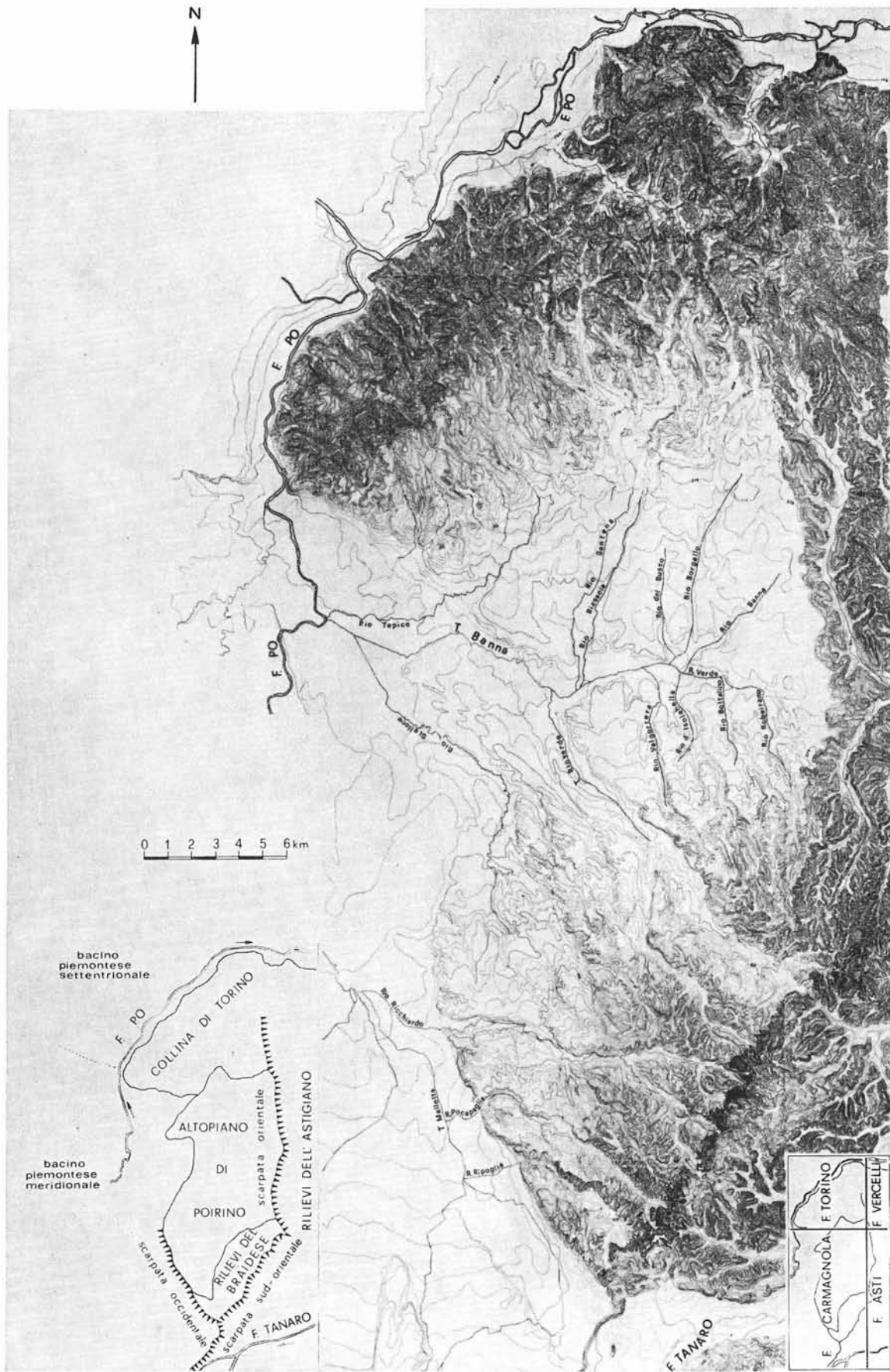


Fig. 1 - Lo sviluppo altimetrico dell'Altopiano di Poirino, compreso tra i Rilievi della Collina di Torino (a Nord), del Braideso (a SE) e dell'Astigiano (a Est) mette in evidenza come esso corrisponda ad un'area subpianeggiante, incisa in misura variabile dal reticolato idrografico: questo è rappresentato per i Settori Settentrionale e Centrale dal reticolato del T. Bonna e per il Settore Meridionale dal reticolato del T. Melletta.

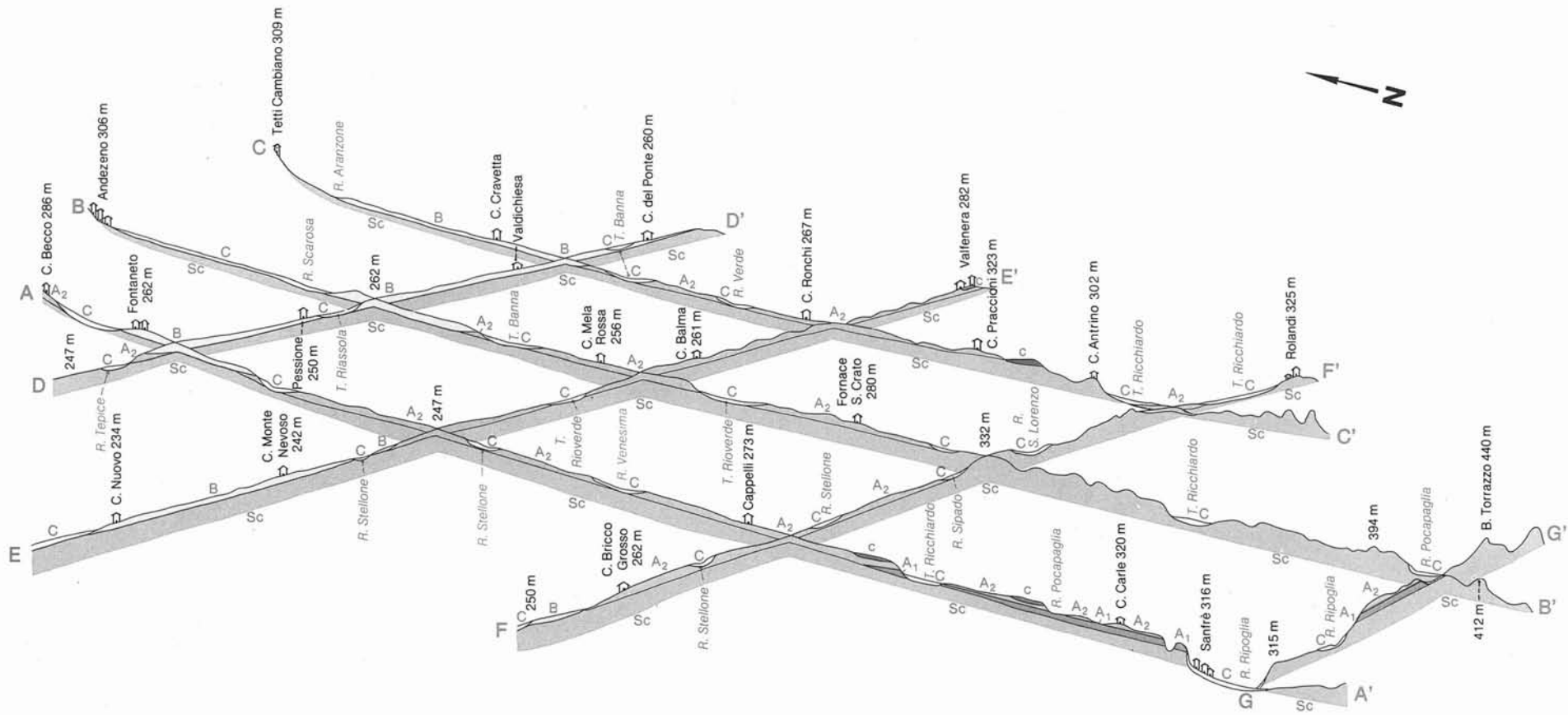


Fig. 2 - Profili seriati prospettici (per l'ubicazione e la legenda si veda la carta geologica) dell'area corrispondente all'Altupiano di Poirino: i profili originali da cui questi sono stati ricavati sono alla scala 1:25.000 per le lunghezze e 1:5.000 per le altezze. La distribuzione dei depositi fluviali indica che attraverso quest'area è avvenuto il deflusso verso E di un corso d'acqua di grandi dimensioni: questo drenaggio scorreva nel Pleistocene medio attraverso l'area di distribuzione del Complesso A (corrispondente ai settori meridionale e centrale dell'altopiano) e nel Pleistocene superiore attraverso l'area di distribuzione del Complesso B (corrispondente al settore settentrionale). L'esagerazione della scala delle altezze consente di apprezzare la deformazione che ha interessato quest'area a partire dal Pleistocene medio: attualmente essa costituisce una blanda sinclinale con asse ad andamento E-W, debolmente immerso verso W.

presentato dagli affluenti di sinistra del T. Banna, drenanti verso NNW. Le scarpate che delimitano le incisioni di questi corsi d'acqua hanno altezza decrescente da SSE, dove in alcuni punti (ad es. per il T. Rioverde a Pralormo) raggiungono i 40 m, a NNW, dove l'altezza è di pochi metri (ad es. 5 m per il T. Rioverde a Poirino); tali incisioni presentano, come nel Settore meridionale, un profilo trasversale fortemente asimmetrico: le scarpate rivolte verso SW (destre) sono molto inclinate, mentre quelle rivolte verso NE (sinistre) sono inclinate più debolmente.

Il Settore Settentrionale, compreso tra il Rilievo della Collina di Torino ed il corso del T. Banna, presenta inclinazione media dello 0,3 % verso SSW: questa superficie mostra ondulazioni (primarie) di entità molto modesta (dell'ordine di qualche metro). Appare inciso molto debolmente dagli affluenti di destra del T. Banna e dal R. Tepice, defluenti verso SSW. Le scarpate che delimitano questi corsi d'acqua hanno altezza decrescente da NNE, dove raggiungono 10 m (ad es. per il R. Scarosa presso S. Giovanni) verso SSW, dove sono di pochi metri (ad es. 3 m per il R. Scarosa presso C. Lomello): anche in questo settore si osserva una asimmetria (meno marcata) tra le scarpate rivolte verso WNW (sinistre), nette, e quelle rivolte verso ESE (destre), mal definite.

3. LAVORI PRECEDENTI

I primi dati relativi all'Altopiano di Poirino sono di natura paleontologica e riguardano i numerosi rinvenimenti di Vertebrati che si sono avuti (essenzialmente entro i depositi « villafranchiani » che costituiscono il substrato dell'altopiano) in corrispondenza della scarpata che ne segna il margine orientale.

I numerosi resti rinvenuti in questi depositi durante lo scavo della trincea per la costruzione della ferrovia Torino-Asti (nel tratto compreso tra gli abitati di Villanova e Villafranca) e dei quali però non è conservata una esatta stratigrafia, furono studiati da DE MORTILLET (1864): essi corrispondono secondo questo Autore a due associazioni sovrapposte, la prima riferita al Pliocene superiore e la seconda al Pleistocene inferiore; al di sopra della serie fossilifera l'Autore riconosce la presenza di una copertura di « lehm » sterile. Gli stessi resti furono successivamente presi in esame da PARETO (1865): questo Autore ha attribuito invece l'intera sequenza al Pleistocene.

Nello studio di ZUFFARDI P. sugli Elefanti fossili del Piemonte (1913) sono contenuti ulteriori dati sui rinvenimenti di Vertebrati al margine orientale dell'altopiano (nell'area compresa tra gli abitati di Dusino, S. Paolo e Buttigliera): anche di questi rinvenimenti però non è indicata l'esatta ubicazione.

Pochi anni dopo si hanno i primi dati geologici: questi non riguardano in modo specifico l'area dell'altopiano, ma sono compresi in lavori di carattere più generale, sia sui depositi quaternari del Piemonte, sia sulla morfologia di questa regione. Tra i primi si ricordano principalmente quello di SACCO (1889-90), che indica la presenza su tutto

l'altopiano di una estesa copertura alluvionale del Quaternario antico (« Diluvium »), di STELLA (1895), che parla di un « altopiano di Sanfrè » costituito da depositi del « Diluviale medio », e di PREVER (1907), che sottolinea la natura fine dei depositi del « Diluvium medio » affioranti in quest'area.

Tra gli studi di argomento morfologico alcuni sono di interesse generale ed altri sono invece rivolti in particolare al fenomeno di deviazione che ha portato il F. Tanaro (prima impostato al margine occidentale dell'altopiano dove è conservato il relativo alveo abbandonato) ad assumere l'andamento attuale a SE dei rilievi del Braidese. Tra i primi si ricordano i lavori di PARONA (1935) e di SOCIN (1954) che descrivono la morfologia fortemente incisa di questi « terrazzi diluviali »; tra i secondi sono da menzionare, oltre alla segnalazione di GASTALDI (1865), gli articoli di SACCO (1917) e di B. CASTIGLIONI (1936): il fenomeno di deviazione del F. Tanaro (responsabile del modellamento della scarpata che delimita verso SE i rilievi del Braidese) viene considerato dal primo Autore come legato unicamente ad erosione regressiva da parte di una rete idrografica preesistente e dal secondo come provocato anche dall'erosione laterale da parte del fiume stesso.

Alcuni dati sui depositi che costituiscono in superficie l'Altopiano di Poirino e sul loro substrato sono desumibili dalle stratigrafie dei pozzi per acqua riportati ed interpretati pure da SACCO (1912; 1924; 1933): questi dati indicano la presenza di una esigua copertura limosa (con potenza variabile in genere tra 5 e 20 m) al di sopra del substrato « villafranchiano ».

I primi studi particolareggiati sull'Altopiano di Poirino sono stati fatti solo in occasione dei rilevamenti per la prima edizione del Foglio 68 « Carmagnola » della Carta Geologica d'Italia (SACCO & alii, 1924): in quest'area (rilevata da SACCO) è indicata genericamente la presenza di una copertura « diluviale » senza analizzare più in dettaglio il tipo di sedimenti che la costituiscono. Nelle note illustrative di questa prima edizione, comuni a diversi fogli del Piemonte (SACCO, 1935), l'Autore propone un'origine alluvionale per il « limo giallo rossastro » che riveste questo altopiano: tale deposito rappresenterebbe il « materiale tenuto in sospensione dalle fiumane pleistoceniche, talora anche terminanti in paludi » e sarebbe in continuità con il « loess », considerato di analoga origine, che riveste parte dei versanti meridionali ed occidentale della Collina di Torino (SACCO, 1887). La stessa interpretazione è stata utilizzata in un successivo lavoro (SACCO, 1941).

Diversi anni più tardi GABERT (1962), nel suo studio sulla Pianura Padana occidentale ed in particolare nella carta allegata riguardante il « Piémont méridional », interpreta la porzione meridionale e centrale dell'altopiano (così come la parte inferiore del versante meridionale della Collina di Torino) come un *glacis* « villafranchiano »: la parte settentrionale di questo altopiano costituirebbe invece un « *terrasse du quaternaire inférieur* ».

In occasione della seconda edizione del Foglio 68 « Carmagnola » della Carta Geologica d'Italia, rilevato per l'Altopiano di Poirino da PETRUCCI e TAGLIAVINI, è stato

fatto uno studio di maggiore dettaglio su quest'area⁽⁴⁾: i dati riguardanti la porzione settentrionale e centrale di questo altopiano, considerato soprattutto dal punto di vista della sua evoluzione morfologica, sono stati pubblicati a parte (PETRUCCI & TAGLIAVINI, 1968). Secondo questi Autori la deposizione dei sedimenti fluvio-deltizi « villafranchiani » (considerati in parte pliocenici superiori ed in parte pleistocenici inferiori) sarebbe stata seguita in quest'area da un periodo di erosione di tipo areale durante il quale si sarebbe avuto l'asportazione di parte dei sedimenti « villafranchiani » e la formazione di una estesa superficie pianeggiante: di conseguenza i sedimenti affioranti avrebbero subito la pedogenesi « mindel-rissiana » testimoniata localmente dalla presenza di resti di paleosuolo « rosso o rosso-scuro ». In seguito, su questo altopiano si sarebbe avuta la deposizione di una coltre di loess con potenza variabile da qualche decimetro a 5 ÷ 6 m: questi depositi eolici che « si presentano sovente argillificati, ad aggregazione prismatica e con colorazione bruno-rossastro scuro o rosso-giallastro », si sarebbero depositi in due fasi successive nel periodo « cataglaciale rissiano » ed in quello « würmiano ».

Nella seconda edizione del *Foglio 68 « Carmagnola »* (BORTOLAMI & alii, 1969) e nelle relative note illustrative (CARRARO & alii, 1969) è stata adottata quest'ultima interpretazione; nell'Altopiano di Poirino (come nel settore inferiore del versante meridionale della Collina di Torino) è indicata la presenza di una superficie di erosione modellata su depositi « villafranchiani » (indicata con « A.P. »): questa superficie apparirebbe « ferrettizzata » e coperta da loess prevalentemente « rissiano ».

Una rappresentazione cartografica successiva dello stesso altopiano è infine contenuta in un lavoro di carattere generale sul Quaternario del Piemonte (CARRARO & PETRUCCI, 1969): riprendendo l'interpretazione riportata nel *F. « Carmagnola »* vengono indicati i depositi « villafranchiani » che costituiscono il substrato dell'altopiano, trascurando la copertura recente di presunta origine eolica.

In seguito è stata prospettata (CARRARO, 1976) l'ipotesi che il deflusso del bacino piemontese meridionale avvenisse, prima dell'ultimo glaciale, a Sud del rilievo della Collina di Torino (anziché a Nord come l'attuale): tale ipotesi, avanzata in base a considerazioni geologiche e morfologiche a scala regionale, non aveva però ancora ottenuto una conferma diretta per l'area dell'altopiano.

I successivi studi sul « loess » della Collina di Torino (FORNO, 1979) hanno portato, da un lato, alla conferma della natura eolica della maggior parte dei sedimenti quaternari affioranti nell'area collinare e, dall'altro lato, all'interpretazione come depositi fluviali dei sedimenti quaternari costituenti in superficie il margine nordoccidentale dell'Altopiano di Poirino e la porzione sudorientale del rilievo collinare. In questo primo studio, data la marginalità e la modesta estensione della porzione di altopiano presa in esame, si è indicata, al di sopra dei sedimenti fluviali affioranti al suo margine nordoccidentale, l'esistenza di una esigua copertura eolica in continuità con quella presente nell'area collinare: successive verifi-

che effettuate nell'ambito del presente lavoro hanno portato a capire come in questo settore siano presenti solo i due complessi (A e B) di depositi fluviali sovrapposti.

Un ulteriore passo avanti nell'interpretazione dell'altopiano come legato al modellamento fluviale è consistita nel riconoscimento, nel suo Settore Settentrionale, dei relitti di un reticolato a meandri (FORNO, 1980) a cui sono associati depositi fluviali riferibili al Pleistocene superiore: questi relitti, con raggio di curvatura chilometrico e concavità rivolta nella maggior parte dei casi verso Nord e verso Sud, sono stati attribuiti ad un drenaggio, caratterizzato da grande portata e direzione di flusso verso Est, che rappresentava il collettore del bacino piemontese meridionale.

La rappresentazione cartografica più recente dell'Altopiano di Poirino è infine contenuta nei Fogli « Gap » (35) e « Ancecy » (30) della « *Carte Géologique de la France* à 1/250.000 » (1980): la mancata correzione delle bozze da parte degli Autori responsabili della cartografia dei depositi quaternari (CARRARO & FORNO), dovuta all'imminenza del 26° Congresso Geologico Internazionale (Parigi, 1980) (in occasione del quale questi fogli erano stati preparati), ha però fatto sì che in essi siano contenuti numerosi errori sia di tipo interpretativo sia per quanto riguarda il nome degli Autori⁽⁵⁾. Per quanto concerne in particolare la cartografia dell'altopiano solo il Settore Meridionale e Centrale, per i quali sono stati utilizzati i nuovi dati disponibili, sono indicati come costituiti da depositi fluviali rissiani (Fx); il Settore settentrionale, per il quale invece questi dati (che come si è detto suggerivano l'esistenza di depositi fluviali riferibili al Pleistocene superiore) non sono stati utilizzati, è invece indicato come costituito da depositi fluviali mindeliani (Fw).

4. LITOSTRATIGRAFIA E MORFOSTRATIGRAFIA

Il rilevamento di dettaglio dell'altopiano ha confermato la natura fluviale dei depositi, prevalentemente limosi, che lo costituiscono in superficie: tale origine era già stata riconosciuta per una piccola porzione del Settore Settentrionale (FORNO, 1979). Questi depositi costituiscono inoltre una propaggine di questa superficie sviluppata al margine sudorientale dell'altopiano, che appare « incastrata » nell'ampia incisione in cui è attualmente impostata la testata del T. Rioverde, profonda una cinquantina di metri. La natura fluviale di questi depositi è suggerita, come si vedrà meglio in seguito, sia dai loro caratteri sedimentologici, sia dalle forme (relitti di meandri) conservate sulla superficie dell'altopiano: questa interpretazione differisce nettamente da quella data in precedenza (vedi 3.).

I depositi fluviali hanno uno spessore variabile tra 10 e 30 m (fig. 2 e tav. 2). Essi sono risultati corrispondere ad un lasso di tempo geologicamente apprezzabile: è infatti possibile distinguere due complessi (A e B), caratterizzati da diversa evoluzione pedologica e da diversa distribuzione; entro il *Complesso A* è inoltre differenziabile l'Unità A₁ (prevalentemente ghiaiosa) e l'Unità A₂ (prevalentemente limosa).

(4) Il termine « Altopiano di Poirino » è stato utilizzato per la prima volta in occasione della pubblicazione di questi rilevamenti.

(5) In particolare è stato dimenticato il nome di M. G. FORNO!

4.1. Il substrato

La modesta potenza dei depositi fluviali consente al substrato, costituito dai depositi « villafranchiani » (PETRUCCI & TAGLIAVINI, 1968), di affiorare in numerosi punti: nei Settori Meridionale e Centrale (vedi tavv. 1 e 2) esso affiora frequentemente sia lungo le incisioni che solcano la superficie (profonde oltre la decina di metri) sia lungo le scarpate che delimitano l'altopiano verso E e verso W; nel Settore Settentrionale invece, a causa dell'esiguità delle incisioni, esso è visibile in affioramento solo lungo la scarpata orientale: la sua presenza a debole profondità anche più a W è messa però in evidenza dalle stratigrafie dei pozzi per acqua. Il substrato affiora inoltre sia nell'area sviluppata a SE dell'altopiano, corrispondente ai Rilievi del Braidese (rappresentati solo in piccola parte in tav. 1), sia al margine del rilievo della Collina di Torino.

Nell'Altopiano di Poirino i sedimenti « villafranchiani » mostrano potenze piuttosto elevate, tali da non consentire, in tutta la superficie dell'altopiano (ad esclusione cioè delle scarpate che lo delimitano), di osservarne la base: quest'ultima infatti non è visibile neppure nelle incisioni più profonde che solcano questa superficie e che in taluni punti raggiungono 60 m; solo lungo la scarpata che segna il margine orientale dell'altopiano si può osservare la potenza complessiva di questi depositi ed il fatto che essi poggiano su quelli marini pliocenici. Le stratigrafie dei pozzi per acqua (SACCO, 1912; 1924; 1933) suggeriscono (fig. 2 e tav. 2) che lo spessore sia massimo in senso N-S nel Settore centrale dell'altopiano (a Ceresole d'Alba, Casanova e Poirino supera rispettivamente 60, 70 e 80 m) mentre diminuisca verso Nord, ossia verso il Rilievo della Collina di Torino (a Cambiano e Trofarello la potenza è di 15-20 m circa) e verso Sud,



FIG. 5 - Aspetto caratteristico dei depositi sabbioso-ghiaiosi « villafranchiani » affioranti nei Rilievi del Braidese: essi sono costituiti da ciottoli, ometrici e con alto grado di sfericità, di dimensioni minute (il diametro medio è di 2-3 cm), immersi in una abbondante matrice (~ 50 %), e mostrano una stratificazione a lamine oblique (l'affioramento ha altezza di circa 5 m). Affioramento lungo il versante sudoccidentale di Bric della Rovere a NW di Baldissero d'Alba (fuori carta, 5 km a SW di Montà).

dove nei Rilievi del Braidese è osservabile direttamente la base di questi depositi e la loro potenza è di poche decine di metri; in direzione E-W la potenza di questi depositi sembra aumentare sensibilmente da E (dove lungo la scarpata è di qualche decina di metri) verso W, ossia verso la pianura piemontese meridionale (dove i valori superano invece il centinaio di metri).

I dati di rilevamento hanno messo in evidenza come nel Settore Meridionale dell'altopiano, così come nei Rilievi del Braidese, il substrato sia costituito per lo più da ghiaie minute, immerse in abbondante matrice sabbiosa generalmente cementata, con alternanze di potenza metrica costituite da varie mescolanze di sabbia, silt e argilla; nel Settore Centrale ed in quello Settentrionale, so-



FIG. 6 - Sulle sommità pianeggianti dei Rilievi del Braidese sono conservati gli orizzonti pedogenizzanti dei depositi « villafranchiani »: in alcuni affioramenti è osservabile una alternanza (*pseudogleys*) di bande ossidate con colore rosso scuro (2,5 YR 4/6) e di bande ridotte di colore grigio. Affioramento sulla sommità del rilievo di Montata delle Pietre (~2 km a N di Cravioli) al limite sudorientale della carta.

prattutto lungo la scarpata che segna il margine orientale dell'altopiano, ossia in prossimità dell'area classica di affioramento del « Villafranchiano » di Villafranca d'Asti, prevalgono invece i depositi fini.

I depositi ghiaiosi sono costituiti da ciottoli con dimensioni modeste e piuttosto costanti (il diametro è in genere di 2-3 cm) e da una matrice piuttosto abbondante (talvolta raggiunge circa il 50 %) costituita in prevalenza da sabbia grossolana: sia i ciottoli (che mostrano un alto grado di sfericità) sia la matrice sono formati essenzialmente da elementi quarziticci; è caratteristica la presenza, in taluni affioramenti, di stratificazione a lamine oblique (fig. 5).

I sedimenti fini sono costituiti prevalentemente da argille siltose con alternanze di livelli sabbioso-siltosi e marnosi e mostrano in genere una stratificazione pianoparallela a scala decimetrica; in taluni affioramenti lungo la scarpata orientale si osservano locali concentrazioni di gusci di Gasteropodi; le forme, riferibili a specie di acqua dolce, appaiono completamente decarbonate ed indeterminabili.

Localmente su di essi si sviluppa un paleosuolo con potenza superiore a 15 m: esso mostra un elevato contenuto in argilla (che costituisce patine spesse e continue), un colore rosso scuro variabile tra 10 R 4/6 e 2,5 YR 4/6 ed una sensibile aggregazione; in alcuni affioramenti (fig. 6) sono presenti alternanze (di spessore centimetrico) di bande ossidate e ridotte e livelli ricchi di concrezioni di ossidi di manganese. Questo paleosuolo è conservato per l'intero spessore solo nell'area sviluppata a SE dell'altopiano (attorno all'abitato di Montà) e nei Rilievi del Braidese, in corrispondenza di superfici sommitali pianeggianti (v. 6); nell'area corrispondente all'altopiano di esso appaiono invece conservati localmente solo gli orizzonti più profondi.

I caratteri sedimentologici e paleontologici dei depositi « villafranchiani » suggeriscono, come indicato in letteratura, la loro origine fluviolacustre. A differenza però di quanto indicato nella cartografia geologica ufficiale (v. nota 10), sono stati distinti da questi sedimenti quei depositi ghiaiosi grossolani (vedi 4.2.a) (con ciottoli di dimensioni decimetriche e di natura francamente fluviale) che hanno una distribuzione limitata al Settore Meridionale dell'altopiano.

4.2. I depositi fluviali

I diversi settori (Meridionale, Centrale e Settentrionale) in cui è stato suddiviso l'altopiano (cf. 2.) corrispondono anche agli areali di distribuzione dei diversi complessi di depositi fluviali: questi settori hanno infatti un differente assetto morfologico come risultante di una deformazione e di una evoluzione morfologica avvenuta in tempi e con modalità diverse (vedi 6.).

Il Settore Meridionale corrisponde all'areale di distribuzione della sequenza A₁ - A₂; il Settore Centrale e la sua propaggine verso SE (« incastrata » nell'ampia incisione in cui è attualmente sviluppata la testata del T. Rioverde) corrispondono invece all'areale di distribuzione dei soli depositi fluviali limoso-argillosi dell'Unità A₂; il Settore Settentrionale corrisponde infine all'areale di distribuzione dei depositi del *Complesso B*.

Come si è detto in precedenza (cf. 2.) la superficie dell'altopiano presenta, in tutti i suoi settori, ondulazioni più



FIG. 7 - Aspetto visibilmente sovradimensionato della Valle del Rio Ripoglia (in prossimità dell'attuale testata) al margine meridionale dell'altopiano: la presenza di queste valli ampie (la larghezza del fondovalle per tutto il loro sviluppo, compresa la testata, varia da qualche centinaio di metri a oltre 1 km), poco incise e visibilmente curve ad ampio raggio, è da collegare col fatto che il reticolato attuale riutilizza tratti delle ampie incisioni vallive legate al reticolato a meandri. Queste valli appaiono troncate verso monte dalla « scarpata di fascia di flessura » che segna il margine orientale dell'altopiano e quello sudorientale dei Rilievi del Braidese.

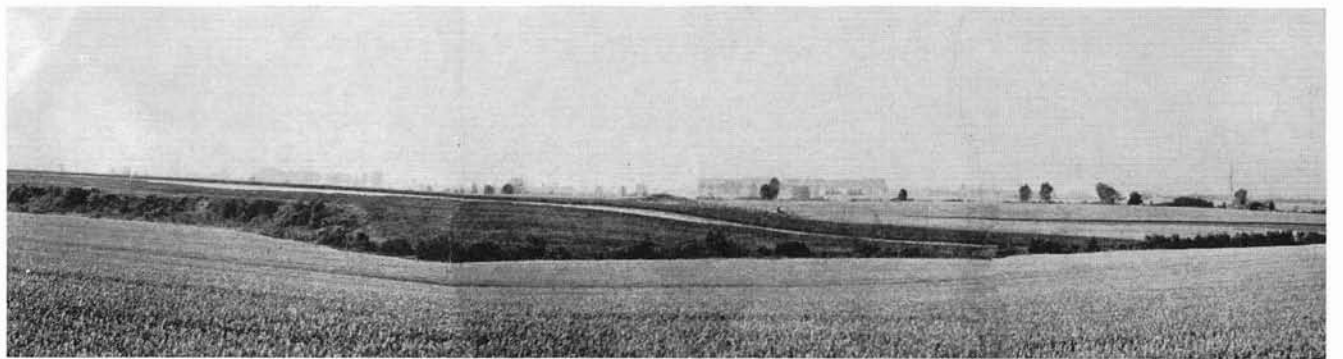


FIG. 8 - Aspetto di un relitto di meandro a N di Coppette (Carmagnola) (nel Settore Centrale dell'altopiano) rimodellato molto debolmente dall'attuale reticolato idrografico: l'andamento è visibilmente curvo ad ampio raggio ed il profilo trasversale appare ampio e scarsamente inciso.

o meno marcate (cf. nota 3): le porzioni depresse di queste forme, in profilo molto ampie ed in pianta costituite da un susseguirsi di anse, sono risultate corrispondere a forme di erosione connesse con il drenaggio a meandri cui sono legati i sedimenti fluviali (FORNO, 1980) e variamente riutilizzate dal reticolato idrografico successivo. Queste forme, caratterizzate da un raggio di curvatura chilometrico e con concavità rivolta nella maggior parte dei casi verso Sud e verso Nord, mostrano un grado di incisione originaria variabile: l'incisione è attorno a 15-20 m nel Settore Meridionale (fig. 7), di circa 10 m nel Settore Centrale (fig. 8) e di pochi metri in quello Settentrionale.

I relitti del reticolato a meandri appaiono nell'altopiano conservati in modo relativamente continuo: pur essendo ben ricostruibili nel loro andamento originario appaiono più o meno profondamente rimodellati dal reticolato idrografico attuale. Nelle aree più rilevate dell'altopiano (estremi meridionale, orientale e settentrionale) il reticolato che ha in parte riutilizzato questi solchi ha esercitato una sensibile erosione lineare conservando per lo più l'andamento ereditato dai tratti del corso d'acqua a meandri lungo cui si è impostato⁽⁶⁾: i relitti di meandri appaiono quindi profondamente re-incisi; fa eccezione solo l'ampio solco legato al drenaggio a meandri sviluppato al margine sudorientale dell'altopiano (che attualmente ospita la testata del T. Rioverde) in cui il rimodellamento posteriore è modesto⁽⁷⁾. Spostandoci invece verso le aree più depresse (estremo occidentale e area in cui scorre attualmente il T. Banna) si osserva come il reticolato attuale abbia esercitato una sensibile erosione laterale assumendo per lo più un nuovo andamento: i relitti di meandri appaiono quindi via via più obliterati.

4.2.a. I depositi fluviali ghiaioso-sabbiosi dell'Unità A₁

I depositi ghiaioso-sabbiosi dell'Unità A₁ (fig. 9) affiorano diffusamente nel Settore Meridionale, sia lungo la scarpata occidentale⁽⁸⁾, sia nelle profonde incisioni dei Rii Ricchiardo, Pocapaglia e Ripoglia (tavv. 1 e 2). Questi depositi sono inoltre presenti nella depressione del

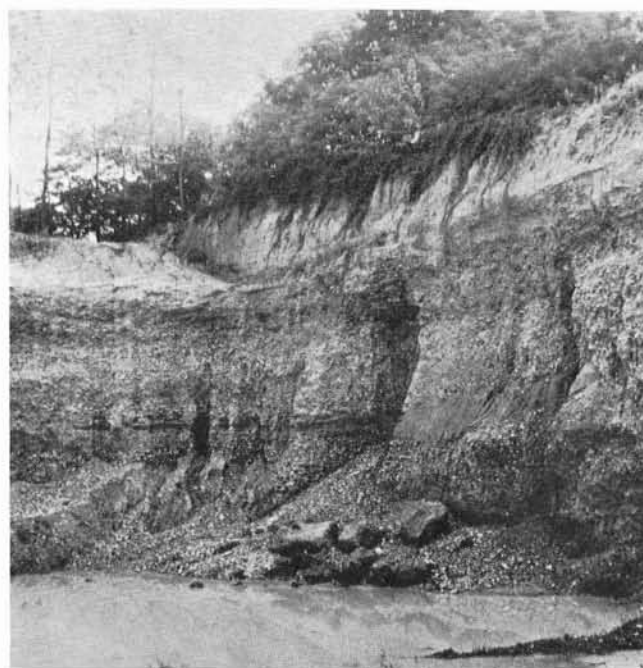


FIG. 9 - Si osserva la successione delle Unità A₁ e A₂, costituite rispettivamente da depositi ghiaiosi con modeste alternanze sabbiose (osservabili per una potenza superiore a 10 m) e da depositi limoso-argillosi (che mostrano una potenza di circa 5 m): i depositi ghiaiosi mostrano una stratificazione piano-parallela inclinata molto debolmente verso SW (verso sinistra nella foto). Il limite tra i due complessi in grande è pianeggiante e inclinato molto debolmente verso SW (analogamente alla stratificazione dei depositi ghiaiosi); nel dettaglio esso appare sensibilmente ondulato. Cava situata circa 1 km a SW dell'abitato di Borretti (Ceresole d'Alba).

« paleo-Tanaro » al di sotto di quelli limoso-sabbiosi del *Complesso B*: essi affiorano in uno scasso artificiale presso Cavalleri Piccoli (1,5 km a SE di Carmagnola) (fig. 22); questo affioramento, che nella carta geologica è stato assimilato al *Complesso B*, può essere invece riferito alla luce di elementi emersi dopo la stampa della carta⁽⁹⁾ al *Complesso A*, qui fortemente decapitato.

Questi depositi formano complessivamente un corpo sedimentario di forma tabulare che poggia sul substrato « villafranchiano »: questo corpo, con potenza media attorno ai 20 ÷ 25 m, mostra una debolissima inclinazione verso NW. Esso appare troncato da alte scarpate sia al margine occidentale dell'altopiano (incisione del « paleo-Tanaro ») sia a quello meridionale (incisione del R. Ripoglia); verso SE questo corpo appare interrotto in corrispondenza dei Rilievi del Braidesse, sviluppati a quota più alta in confronto all'altopiano ma modellati dall'ero-

⁽⁶⁾ La deformazione intercorsa nell'area corrispondente all'altopiano durante l'evoluzione del reticolato idrografico (vedi 5.) ha determinato nel tempo un cambiamento della direzione di massima pendenza: nelle aree più rilevate (corrispondenti ai settori di maggiore deformazione) il reticolato, incidendo più sensibilmente, ha avuto forti « vincoli » che, al variare della direzione di massima pendenza, gli hanno impedito di cambiare andamento costringendolo a rimanere impostato lungo i tratti dell'originario reticolato a meandri; nelle aree meno rilevate (ossia meno deformate) invece i « vincoli » legati al grado di approfondimento sono stati più modesti ed esso ha potuto abbandonare le direzioni preesistenti per seguire meglio l'attuale direzione di massima pendenza.

⁽⁷⁾ In questa incisione (v. profilo C-C₁ in tav. 2) i sedimenti dell'Unità A₂ sono conservati, sulla sponda sinistra, fino quasi al fondo valle indicando che qui l'approfondimento, anziché essere successivo, è avvenuto contemporaneamente alla loro deposizione.

⁽⁸⁾ Questi depositi sono particolarmente ben osservabili lungo la scarpata occidentale, nel tratto compreso tra Ricchiardo e Sanfrè, in quanto vi sono impostate cave di grandi dimensioni realizzate per la costruzione di rilevati per l'autostrada Torino-Savona. Queste cave mettono ben in luce il limite superiore (ossia il contatto con i limi sovrastanti) (fig. 9) mentre non è mai esposto il limite inferiore (ossia il contatto con il substrato), non raggiunto dagli scavi.

⁽⁹⁾ La forte analogia, come litologia e come facies, dei depositi di questo affioramento con quelli dell'Unità A₁ osservabili più a E (nell'altopiano) suggerisce che si tratti dello stesso corpo sedimentario, sensibilmente eroso in corrispondenza dell'incisione del « paleo-Tanaro »; il fatto poi che nella scarpata che segna il margine occidentale dell'altopiano i sedimenti dell'Unità A₁ non siano osservabili per l'intero spessore suggerisce che la loro parte inferiore formi il substrato dei sedimenti limosi del *Complesso B* (potenti pochi metri) che costituiscono il riempimento dell'incisione del « paleo-Tanaro ».

sione entro ai sedimenti del substrato « villafranchiano »; verso N si osserva invece che esso si chiude al di sotto dei sedimenti limosi dell'Unità A₂: nel Settore Centrale questi ultimi infatti poggiano direttamente sul substrato.

Non è stato possibile osservare in modo soddisfacente il contatto tra i depositi ghiaiosi dell'Unità A₁ ed il substrato « villafranchiano », in quanto nei rari punti in cui è esposto risulta mascherato da prodotti colluviali: questo contatto (intersecato dalle profonde incisioni dei Rii Ricchiardo, Pocapaglia e Ripoglia) sembra comunque essere netto poiché separa in breve spazio due *facies* sensibilmente diverse ed in corrispondenza di esso si osserva una visibile troncatura del paleosuolo sottostante.

Il contatto tra i depositi ghiaioso-sabbiosi dell'Unità A₁ e quelli limoso-argillosi della sovrastante Unità A₂ è invece ben osservabile, come si è già ricordato, nelle numerose cave esistenti al margine occidentale dell'altopiano (vedi nota 8): esso appare graduale e sottolineato dalla presenza, alla base dei sedimenti limosi, di livelli ghiaiosi (fig. 10).

Entrambi i limiti (inferiore e superiore) appaiono sub-pianeggianti in grande, anche se leggermente ondulati nel



FIG. 10 - Particolare del limite tra i depositi ghiaiosi dell'Unità A₁ ed i sovrastanti depositi limosi dell'Unità A₂: il limite appare graduale e sottolineato, nei depositi ghiaiosi, dalla diminuzione delle dimensioni e della quantità dei ciottoli; all'interno dei depositi limosi è inoltre presente un livello ghiaioso (indicato dalla freccia). Particolare della parte superiore dell'affioramento di fig. 9.

dettaglio: essi sono paralleli tra loro e mostrano una debole inclinazione verso NW, più accentuata rispetto a quella della superficie del Settore Meridionale, dato che sono rispetto a quest'ultima convergenti verso SE (tav. 2).

I depositi dell'Unità A₁ sono formati da ciottoli eterometrici, con diametro compreso tra qualche cm e 20 cm (fig. 11): tra i diversi elementi è presente, anche se molto scarsa (attorno al 10%), una matrice prevalentemente sabbiosa; contengono localmente livelli sabbiosi di potenza decimetrica. I ciottoli mostrano un buon

arrotondamento ed una scarsa sfericità: sono costituiti prevalentemente (per circa l'80%) da quarziti e quarziti conglomeratiche (« anageniti » *Auct.*) e subordinatamente da gneiss (15%), prasiniti, serpentiniti e cloritoscisti (3%), calcari dolomitici (2%) e diaspri (1%). Presentano inoltre una debole stratificazione, evidenziata dall'esistenza di letti più o meno ricchi di elementi grossolani, che mostra come la superficie topografica una debolissima inclinazione verso NW.

I depositi ghiaioso-sabbiosi dell'Unità A₁ hanno subito, insieme a quelli limoso-sabbiosi dell'Unità A₂, una marcata pedogenesi: lo spessore di alterazione massimo conservato ha una potenza complessiva intorno a 10 m e nei depositi ghiaiosi varia a seconda della potenza originaria della copertura limosa. Nella parte supe-



FIG. 11 - I depositi ghiaiosi dell'Unità A₁ sono costituiti da ciottoli eterometrici (il diametro è variabile da pochi cm a 20 cm) e con bassa sfericità e da una scarsa matrice (~ 10%); essi mostrano una stratificazione debolmente inclinata verso NW (verso destra nella foto) sottolineata dalla disposizione dei ciottoli di maggiori dimensioni. Particolare della parte inferiore dell'affioramento di fig. 9.

riore dei depositi ghiaiosi è avvenuto infatti un forte arricchimento di argilla nella matrice, messa in evidenza dalla presenza, attorno ai ciottoli, di patine di argilla sottili ma continue; la marcata ossidazione dei composti di ferro ha inoltre dato luogo alla colorazione rosso-giallastra della matrice (mediamente 5 YR 5/8). Questi processi hanno anche interessato i ciottoli dei litotipi alterabili (gneiss, prasiniti e cloritoscisti) che appaiono completamente argillificati; i ciottoli quarziticci appaiono invece talvolta cariati. Localmente sono pure presenti concrezioni di ossido di manganese di dimensioni centimetriche, concentrate in livelli, localizzati prevalentemente nella parte inferiore del deposito.

Questi depositi ghiaiosi, finora interpretati come « villafranchiani »⁽¹⁰⁾ (vedi 4.1.), mostrano una *facies* sensibilmente diversa da quella caratteristica di questi ultimi. Le due *facies* sembrano essere separate da un limite netto: per notare la differenza tra queste è sufficiente confrontare le figure 5 e 10, riprese da distanza analoga.

Come si è detto, i depositi dell'Unità A₁ sono infatti costituiti da ciottoli sensibilmente eterometrici con scarsa sfericità e dimensioni in media decimetriche, mostrano una scarsa quantità di matrice (~ 10 %), hanno una costituzione litologica abbastanza eterogenea ed infine presentano accenni di stratificazione suborizzontale; nei livelli sabbioso-ghiaiosi dei depositi « villafranchiani » invece i ciottoli, fortemente ometrici e con alto grado di sfericità, hanno in genere dimensioni comprese tra 2 e 3 cm, la quantità di matrice raggiunge spesso il 50 %, la costituzione litologica è omogenea (i ciottoli sono per la quasi totalità quarzificati) ed è spesso evidente una stratificazione a lamine oblique. I depositi ghiaiosi qui presi in esame mostrano invece di costituire un unico complesso (A) con i sovrastanti sedimenti limoso-argillosi: il passaggio tra di essi è infatti graduale, sottolineato da alternanze dei due sedimenti e dalla diminuzione delle dimensioni e della quantità dei ciottoli nella parte alta dei depositi ghiaiosi (figg. 9 e 10); inoltre il *Complesso A* sostiene nel suo insieme un unico profilo pedologico indicando che i sedimenti ghiaiosi non hanno subito una evoluzione pedologica propria seguita dalla troncatura del profilo: alla deposizione dei sedimenti ghiaiosi sarebbe quindi seguita immediatamente quella dei depositi limosi. Attraverso l'osservazione sul terreno di numerosi profili in cui è osservabile la successione delle due Unità A₁ e A₂ si è riconosciuto infatti un arricchimento progressivo di argilla dall'alto verso il basso nei depositi limoso-argillosi e nella parte superiore dei depositi ghiaiosi, che quindi presentano un unico profilo di alterazione: allo stesso modo lo stato di ossidazione dei composti di ferro appare analogo sul terreno, confrontando i depositi limoso-argillosi e la parte superiore di quelli ghiaiosi.

L'interpretazione dei depositi ghiaioso-sabbiosi dell'Unità A₁ come sedimenti fluviali è suggerita essenzialmente dalle loro caratteristiche sedimentologiche: le dimensioni dei ciottoli e la loro abbondanza indicano infatti che la loro deposizione è legata ad una corrente trattativa con notevole velocità, collegabile verosimilmente ad un corso d'acqua di tipo anastomizzato. Attualmente questi depositi appaiono conservati in un'area di dimensioni modeste (estesa per circa 10 km in direzione N-S e per circa 8 km in direzione E-W), non consentendo di valutare direttamente l'andamento del corso d'acqua a cui sono legati geneticamente. Questo andamento sembra però essere suggerito da un insieme di osservazioni: la litologia

⁽¹⁰⁾ Solo SACCO (1889) sembra essersi accorto della presenza al margine meridionale dell'altopiano, al di sotto del « loess » di età « sahariana » (=pleistocenica), di depositi « ciottoloso-terrosi rossastri » della stessa età: l'Autore considerava entrambi questi depositi di origine alluvionale. Nei lavori successivi (BORTOLAMI & *alii*, 1969), nei quali il « loess » veniva interpretato invece come colico, i depositi ghiaiosi grossolani affioranti in quest'area sono stati associati al substrato « villafranchiano » (anziché al loess sovrastante).

dei ciottoli che li costituiscono (netta prevalenza di quarziti e quarziti conglomeratiche) indica che il corso d'acqua responsabile della loro deposizione era alimentato dal bacino piemontese meridionale, ossia da SW (fig. 31); in accordo con questa interpretazione è anche la presenza di questi sedimenti a W dell'altopiano a formare il substrato dell'incisione del « paleo-Tanaro ».

Circa la direzione di deflusso di questo corso d'acqua si può ricordare come i sedimenti ghiaiosi si rastremino verso N fino ad annullarsi (nel Settore Centrale i sedimenti limosi dell'Unità A₂ poggiano infatti direttamente sul substrato): poiché il passaggio fra i depositi ghiaiosi dell'Unità A₁ e quelli limosi dell'Unità A₂ è sempre graduale e le superfici di appoggio delle due unità sono tra loro parallele non si può ammettere che i sedimenti ghiaiosi proseguissero più a Nord e siano stati troncati dall'erosione prima della deposizione dei depositi dell'Unità A₂.

Mentre quindi il deflusso del corso d'acqua verso N può ragionevolmente essere escluso, l'insieme dei dati permette di ipotizzare il suo deflusso verso E: è infatti verosimile supporre che questi depositi proseguissero in origine verso E, nell'area in cui attualmente si sviluppano i Rilievi del Braidese che appaiono modellati dall'erosione entro il substrato « villafranchiano ». Il limite tra questi rilievi e l'altopiano, che corrisponde esattamente al limite orientale dei sedimenti ghiaiosi, è segnato da un brusco aumento dell'inclinazione del pendio (fig. 2 e tav. 2) legato, come si vedrà in seguito (cf. 5.), ad una sensibile deformazione recente: a quest'ultima sembra essere legata l'interruzione verso E, per erosione, dei sedimenti ghiaiosi e di quelli limosi sovrastanti (vedi 4.2.b).

L'esistenza di una fascia piuttosto ampia di sedimenti (considerando la direzione N-S ortogonale a quella di deflusso) indica, come si vedrà meglio in seguito, che il corso d'acqua a cui questi sedimenti sono legati è migrato nel tempo.

4.2.b. I depositi fluviali limoso-argillosi dell'Unità A₂

Questi depositi costituiscono in superficie sia il Settore Meridionale dell'altopiano, dove rivestono i depositi ghiaioso-sabbiosi dell'Unità A₁ (fig. 9), sia quello Centrale e la sua propaggine verso SE (v. 4.2.), dove poggiano direttamente sul substrato « villafranchiano » (fig. 12): essi inoltre affiorano al margine meridionale del Settore Settentrionale, dove appaiono coperti dai depositi limoso-sabbiosi del *Complesso B* (fig. 21).

Nei Settori Meridionale e Centrale formano una coltre, originariamente continua, attualmente dissecata dalle profonde incisioni che solcano questi settori e troncata da alte scarpate sia verso E⁽¹¹⁾ sia verso W (rispettivamente scarpata « orientale » e « occidentale » in fig. 1); verso SE questa coltre si interrompe in corrispondenza dei Rilievi del Braidese, sviluppati a quota maggiore rispetto all'altopiano e modellati dall'erosione entro il substrato. Questi depositi si chiudono infine verso N al di sotto dei depositi limoso-sabbiosi del *Complesso B* (nel

⁽¹¹⁾ Questi depositi sono presenti anche ad E di questa scarpata, nei Rilievi dell'Astigiano, dove però affiorano a quota notevolmente più bassa (cf. 5.).



FIG. 12 - I sedimenti limoso-argillosi dell'Unità A₂, intensamente pedogenizzati, poggiano sul substrato « villafranchiano »: il contatto tra i due sedimenti appare visibilmente erosionale in quanto tronca il paleosuolo sviluppato sul substrato. a) Affioramento ~ 1 km a SW di Montà sulla strada per Madonna delle Grazie; b) Affioramento lungo la Strada Statale 29, 500 m a SE dell'abitato di Pralormo, dove si può anche osservare che i sedimenti limosi (purtroppo parzialmente mascherati dalla presenza di materiale di riporto) colmano un'ampia incisione valliva.

Settore Settentrionale si può infatti osservare come questi ultimi poggino direttamente sul substrato. Il limite inferiore, quando questi depositi poggiano su quelli ghiaiosi dell'Unità A₁, è come si è visto graduale (cf. 4.2.a. e fig. 9) mentre, quando poggiano direttamente sul substrato « villafranchiano », è netto e sottolineato dall'asportazione degli orizzonti superiori pedogenizzati del substrato stesso (fig. 12); il limite superiore, dove questi depositi sono coperti dai sedimenti limoso-sabbiosi del *Complesso B*, è pure netto (fig. 21). La superficie di appoggio, subpianeggiante in grande e ondulata nel dettaglio, mostra una inclinazione verso NW di poco superiore rispetto a quella della superficie attuale dell'altopiano: le due superfici risultano convergenti verso i Rilievi del Braidese (ossia verso SE), come indica il fatto che la potenza di questi depositi diminuisce sensibilmente sia da Nord (dove l'esiguità delle scarpate non consente di osservarne la base e la potenza visibile di questi depositi raggiunge i 15 m), sia da Ovest (dove la potenza raggiunge gli 8 m), verso SE (dove è di 3 ÷ 4 m).

Nella propaggine del Settore Centrale, al margine sud-orientale dell'altopiano, questi depositi colmano invece una depressione, in cui è impostato attualmente il T. Rioverde (tav. 1), sensibilmente incisa nel substrato: la loro potenza è qui superiore alla decina di metri.

I depositi limoso-argillosi dell'Unità A₂ sembrano non conservare tracce di strutture primarie (eventualmente preesistenti): mostrano invece una aggregazione prismatica a scala decimetrica abbastanza marcata, di origine secondaria, in particolare legata alla cementazione da parte degli ossidi di ferro.

Sono costituiti (figg. 13-14-15) prevalentemente da silt (~50%), con una forte percentuale di argilla (~40%) ed una scarsa frazione sabbiosa (5 ÷ 10%) (parte della frazione sabbiosa appare grossolana); mostrano una selezione granulometrica piuttosto scarsa (il coefficiente di classazione, calcolato in base alle analisi granulometriche, varia tra 2,8 e 3,3), in parte legata alle modificazioni pedologiche del deposito ma in parte sicuramente primaria.

La composizione mineralogica dei campioni di depositi limoso-argillosi dell'Unità A₂ presi in esame è la seguente.

La frazione 0,2 ÷ 2 mm è costituita, circa in parti uguali, da granuli e concrezioni. Le concrezioni di ossidi di manganese hanno forma subsferica o ovoidale ed inglobano lamine di muscovite di piccole dimensioni: sono di colore nero, con un alone esterno di colore bruno.

I granuli sono costituiti dai seguenti minerali:

N. (12)	qz.	musc.	biot.	glauc.
	(in percentuale)			
1	85	10	5	—
2	90	—	5	5
3	80	10	5	5

I granuli di quarzo hanno scarsa sfericità e buon arrotondamento: si presentano generalmente di colore latteo e più raramente trasparente o di colore rosa.

La mica bianca e la biotite formano pacchetti di lamine con contorni arrotondati.

Il glaucofane forma individui con abito prismatico allungato, di colore azzurro: presenta una sfaldatura piuttosto netta.

La frazione 0,2 ÷ 0,02 mm è costituita prevalentemente dai seguenti minerali:

N. (12)	qz.	musc.	biot.	glauc.	op.	serp.	clor.	epid.
	(in percentuale)							
1	15	30	15	20	10	<5	5	—
2	30	20	30	10	5	—	<5	<5
3	10	30	30	10	10	<5	<5	<5

Il quarzo forma granuli con contorni arrotondati e mostra spesso, come è osservabile anche negli altri minerali, incrostazioni limonitiche.

La mica bianca e la biotite, di colore bruno, formano lamine con contorni arrotondati: entrambe presentano inclusi di rutilo; le lamine di biotite mostrano inoltre contorni di colore bruno-giallastro, corrispondenti ad un inizio di cloritizzazione.

Il glaucofane, in individui di forma prismatica di colore azzurro, mostra una netta sfaldatura.

Gli opachi, il serpentino e la clorite si presentano in granuli di forma arrotondata.

Confrontando tra loro questi dati si può osservare come i depositi limosi dell'Unità A₂ sono relativamente omogenei, sia come costituzione mineralogica (prevalenza di quarzo, miche e glaucofane), sia come forma dei granuli (sempre piuttosto arrotondati), sia infine come grado di alterazione (piuttosto marcato in quanto responsabile della totale assenza della frazione carbonatica in ori-

(12) 1: Ternavasso, nella cava di Fornace S. Grato; 2: Ceresole d'Alba, 100 m a Sud dell'abitato di S. Lorenzo; 3: Carmagnola, circa 1 km a W dell'abitato di Borretti.

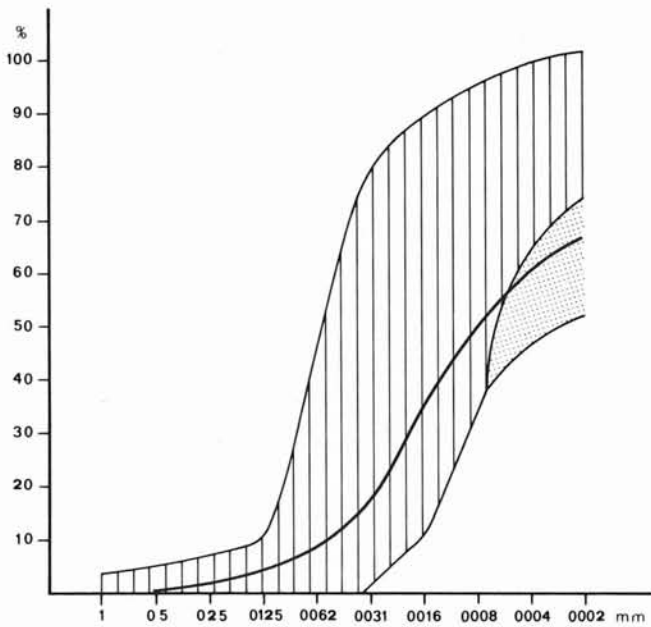


FIG. 13 - Curva granulometrica cumulativa dei depositi fluviali limoso-argillosi dell'Unità A₂ (Campione n. 1, Ternavasso nella Cava di Fornace S. Grato).

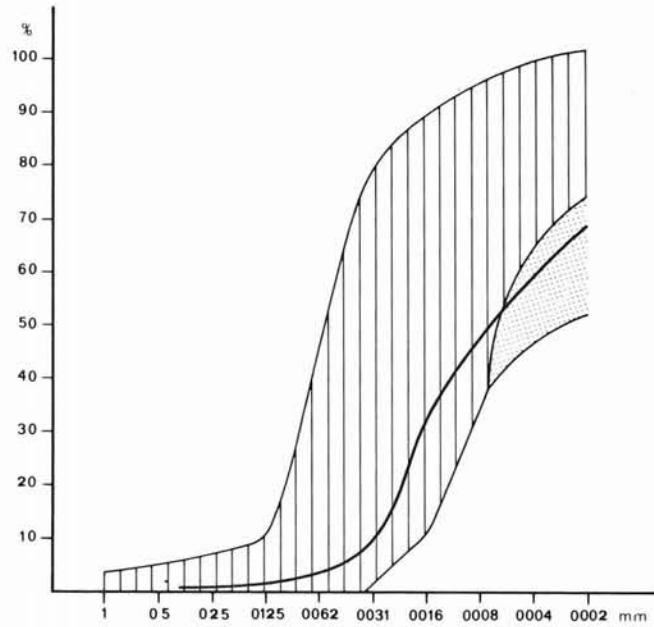


FIG. 14 - Curva granulometrica cumulativa dei depositi fluviali limoso-argillosi dell'Unità A₂ (Campione n. 2, Ceresole d'Alba, 100 m a Sud di S. Lorenzo).

gine verosimilmente presente e della diffusione sui granuli delle incrostazioni limonitiche).

Questi depositi, come si è già ricordato (vedi 4.2.a), mostrano di aver subito una pedogenesi intensa che interessa il deposito per uno spessore variabile tra 8 e 10 m (fig. 16). Questa ha dato luogo ad una forte migrazione di argilla negli orizzonti inferiori dove, lungo le facce degli aggregati, si osservano patine di argilla sottili ma continue. Tale pedogenesi ha inoltre dato luogo, negli orizzonti inferiori del deposito, all'accumulo di ossidi di manganese sotto forma di patine e concrezioni subsferiche, entrambe di colore nero; le concrezioni hanno in genere dimensioni comprese tra 0,5 ed 1 cm: in alcuni affioramenti queste concrezioni sono concentrate in livelli di potenza decimetrica. È inoltre avvenuta una forte ossidazione dei composti di ferro che ha conferito agli orizzonti superiori un colore rosso-giallastro compreso tra 5 YR 5/8 e 7,5 YR 5/6: in alcuni orizzonti in cui si è avuta riduzione di questi composti si osservano invece *pseudogleys* di colore grigio.

Esaminando in dettaglio la distribuzione areale di questi caratteri, si osserva una evidente gradualità nell'evoluzione pedologica tra i depositi distribuiti più a Sud (in cui lo spessore di alterazione è maggiore e si sono verificati un più marcato arricchimento in argilla ed una più forte ossidazione dei composti di ferro) e quelli più settentrionali in cui l'evoluzione è stata invece inferiore.

La natura graduale del contatto dei depositi limoso-argillosi dell'Unità A₂ con i sottostanti depositi ghiaiosi dell'Unità A₁ suggerisce la loro origine fluviale: questa genesi è in accordo con il fatto che ad essi sono associati relitti di un drenaggio a meandri. Sono pure coerenti con questa interpretazione le caratteristiche tessiturali dei depositi dell'Unità A₂: essi mostrano infatti una selezione granulometrica molto scarsa e contengono una frazione, anche se modesta, di sabbia grossolana: questi caratteri escludono l'origine eolica⁽¹³⁾ finora proposta per questi

⁽¹³⁾ Il « loess eolico », in relazione al meccanismo di trasporto, è invece caratterizzato da una selezione molto marcata e dalla totale assenza di sabbia grossolana: un confronto fra le curve granulometriche dei campioni di questi depositi con quelle dei campioni di « loess eolico della Collina di Torino » (figg. 2-5 in

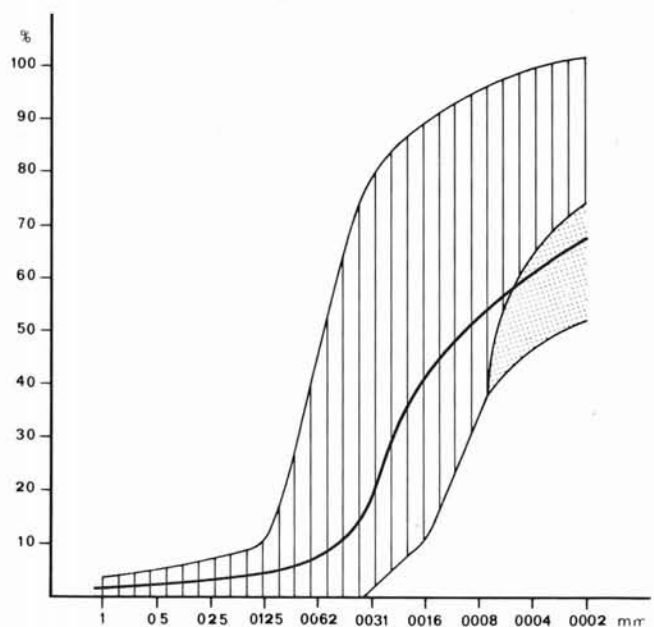


FIG. 15 - Curva granulometrica cumulativa dei depositi limoso-argillosi dell'Unità A₂ (Campione n. 3, Carmagnola, circa 1 km a W dell'abitato di Borretti).

FORNO, 1979), mette immediatamente in risalto queste differenze. Sebbene, come si è detto, le curve granulometriche dei depositi dell'Unità A₂ differiscono sensibilmente da quelle proprie del « loess eolico », esse rientrano ugualmente nel campo di distribuzione dei loess indicato da FERRARI & MAGALDI (in GRUPPO DI STUDIO DEL QUATERNARIO PADANO, 1976): questo campo infatti, come specificato dagli stessi Autori, pur contenendo tutti i sedimenti trasportati in sospensione dal vento, non è esclusivo di questi ma comprende anche sedimenti di altra natura.

depositi; allo stesso modo in accordo con la loro origine fluviale è la forma dei granuli sempre piuttosto arrotondata⁽¹⁴⁾.

Questi depositi sono attualmente conservati nell'altopiano in un'area estesa per circa 20 km in direzione N-S e per 5 ÷ 15 km in direzione E-W. Il riconoscimento sulla superficie dei Settori Meridionali e Centrale dell'altopiano dei relitti di un drenaggio a meandri con raggio di curvatura chilometrico e concavità rivolta verso N e verso S consente di ricostruire con certezza sia il tipo di corso

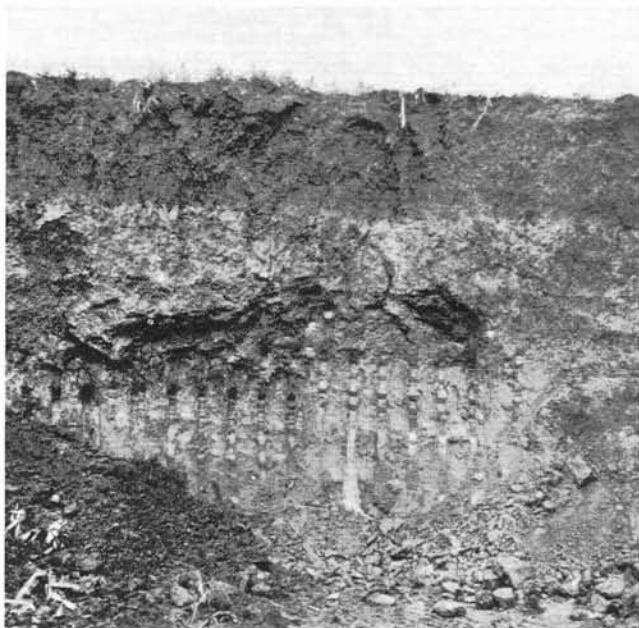


Fig. 16 - Nei depositi limoso-argillosi dell'Unità A₂ (potenti circa 7 m), ad una profondità compresa tra 2 e 4 m, si osserva un orizzonte particolarmente ricco di argilla e di patine e concrezioni di ossidi di manganese: in quest'area (posta circa al limite tra il Settore Meridionale e quello Centrale dell'altopiano) questi depositi mostrano una pedogenesi più intensa che non più a Nord. Questa pedogenesi interessa il deposito per tutto il suo spessore ed è responsabile del colore 5 YR 5/8, del forte arricchimento in argilla (la frazione argillosa è attorno al 40 %) e della formazione delle concrezioni e delle patine di manganese. Circa 300 m a N di Le Crocette lungo la strada che congiunge gli abitati di Berteri e Cantarelli dei Boschi.

d'acqua a cui essi sono legati (caratterizzato da una elevata portata) sia il suo andamento (circa da W verso E): la prosecuzione di questo corso d'acqua (« collettore meridionale » in fig. 31) verso E è suggerita, come si vedrà meglio in seguito (cf. 6.), sia dall'andamento dell'ampio solco, sviluppato a SE dell'altopiano, anch'esso legato al drenaggio a meandri, sia dal rinvenimento degli stessi depositi sulla sommità dei Rilievi dell'Astigiano (cf. nota 11).

La distribuzione di questa Unità in un'area piuttosto estesa, considerando la direzione ortogonale al deflusso

⁽¹⁴⁾ A differenza di quanto si osserva in questi depositi il « loess eolico » è caratterizzato dalla presenza, nella frazione silteosa, di elementi a spigoli vivi.

(~ 20 km), e la conservazione di relitti di più fasce meandriche suggeriscono che il corso d'acqua a cui sono legati sia migrato⁽¹⁵⁾ notevolmente nel tempo.

Entro i depositi dell'Unità A₂ affiorano localmente, a diversi livelli, lenti di depositi argilloso-limosi (fig. 17): questi sono facilmente distinguibili dai primi sia per la tessitura più fine che per il colore decisamente più rossastro. Le lenti (c in carta) hanno potenza di qualche metro ed estensione di qualche decina di metri e sono distribuite



Fig. 17 - I depositi limoso-argillosi di origine colluviale (c in carta) (potenti circa 4 m) pur avendo un colore rosso scuro (2,5 YR 4/6) ed un forte contenuto di argilla mostrano una aggregazione molto debole indicativa del fatto che si tratta di un sedimento di suolo. Cava situata 200 m a NE di S. Maria (Sommariva Bosco).

prevalentemente nel Settore Meridionale ed al margine sudorientale del Settore Centrale, dove la loro superficie di appoggio appare (come la superficie topografica) debolmente inclinata verso SW.

Questi depositi presentano una tessitura fortemente argillosa, avendo un contenuto d'argilla che raggiunge il 50 % ed un contenuto di silt pari al 40 ÷ 45 % (la frazione sabbiosa è pari al 5/10 %): mostrano inoltre una selezione granulometrica molto scarsa (il coefficiente di classazione è variabile tra 4,5 e 4,9) (figg. 18 - 19 - 20).

La composizione mineralogica dei campioni di depositi argilloso-limosi presi in esame è la seguente.

La frazione 0,2-2 mm è costituita in prevalenza (60-70 %) da concrezioni e solo in misura minore da granuli. Le concrezioni sono costituite prevalentemente da ossidi di ferro (di colore giallo rossastro) e da ossidi di manganese (di colore nero): hanno forma subsferica ed inglobano lamine di mica e granuli di quarzo. Meno

⁽¹⁵⁾ Con questo termine, trattandosi di un corso d'acqua a meandri, si intende ovviamente non la normale migrazione del singolo canale entro la fascia meandrica, bensì un autentico cambiamento di percorso della fascia meandrica stessa.

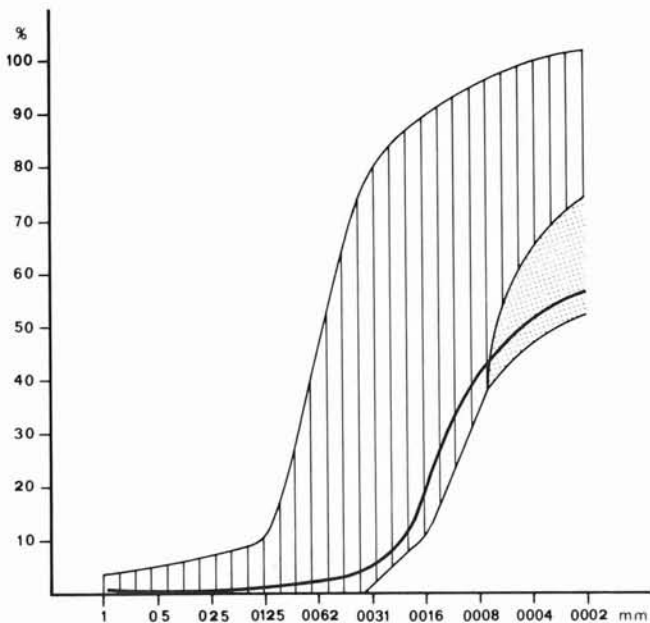


FIG. 18 - Curva granulometrica cumulativa dei depositi colluviali argilloso-limosi (c in carta) (Campione n. 4, Pralormo, 50 m a N di C. Maresco).

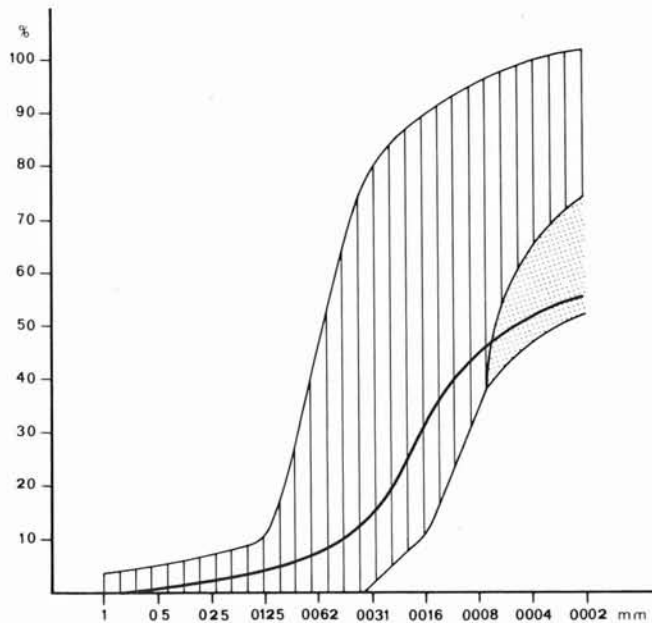


FIG. 19 - Curva granulometrica cumulativa dei depositi colluviali argilloso-limosi (c in carta) (Campione n. 5, Ternavasso, 50 m a Sud della Fattoria La Margherita).

abbondanti sono le concrezioni carbonatiche, di colore grigio: la loro forma, caratterizzata da spigoli vivi, suggerisce che si tratti di frammenti di concrezioni di maggiori dimensioni.

I granuli sono rappresentati in netta prevalenza da quarzo, trasparente o latteo, ed in misura inferiore da lamine di mica bianca: in genere presentano incrostazioni di ossidi di ferro. In un campione sono presenti anche frammenti di gusci carbonatici, corrispondenti verosimilmente a resti di Gasteropodi.

La frazione $0,2 \div 0,02$ mm è costituita prevalentemente dai seguenti minerali:

N. ⁽¹⁶⁾	musc.	biot.	qz.	glauc.	op.	calc.	clor.
(in percentuale)							
4	30	25	10	15	10	—	10
5	25	30	15	10	10	10	—
6	30	25	10	15	5	10	5

Le lamine di mica bianca, con rivestimenti limonitici, e quelle di biotite, con colore bruno giallastro e parzialmente cloritizzate, appaiono molto arrotondate e con inclusi di rutilo.

I granuli di quarzo, con forma irregolare e piuttosto angolosa, presentano pure rivestimenti limonitici.

Il glaucofane, di colore azzurro, costituisce prismi allungati; gli opachi, oltre che inclusi entro gli altri minerali, formano granuli arrotondati.

La calcite, con rivestimenti limonitici, e la clorite, di colore verde bruno, costituiscono individui di forma irregolare.

Accanto a questi minerali sono presenti pure frammenti di rocce quarzose.

I rivestimenti limonitici che interessano la maggior parte dei granuli e l'evidente cloritizzazione delle lamine di biotite sono il risultato di una marcata pedogenesi.

Le caratteristiche di questi depositi, che sembrano essere quelle proprie dei sedimenti di suolo, insieme alla distribuzione, ne suggeriscono l'origine colluviale. Infatti

⁽¹⁶⁾ 4: Pralormo, 50 m a N di C. Maresco; 5: Ternavasso, 50 m a S della fattoria La Margherita; 6: Sanfrè, 100 m a W di C. Lombarda.

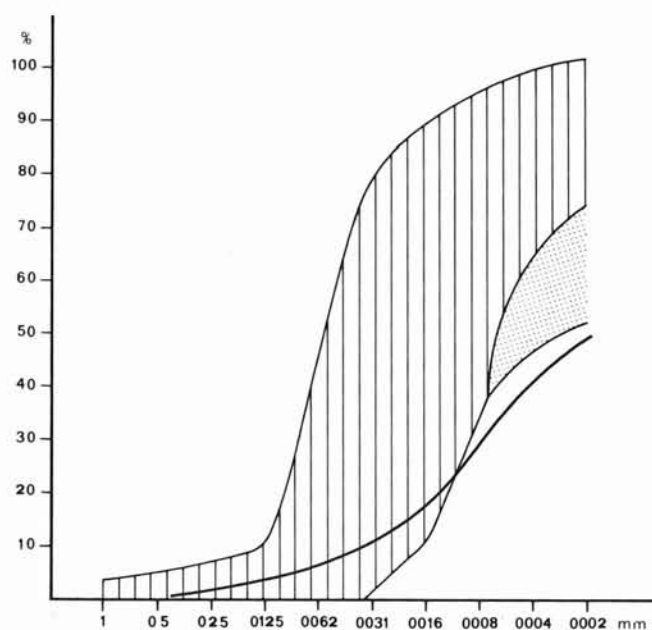


FIG. 20 - Curva granulometrica cumulativa dei depositi colluviali argilloso-limosi (c in carta) (Campione n. 6, Sanfrè, 100 m a W di C. Lombarda).

sebbene i loro caratteri pedologici appaiono a prima vista sensibilmente evoluti, in quanto caratterizzati da una forte ossidazione dei composti di ferro (evidenziata dal colore rosso variabile tra 10 R 4/6 e 2,5 YR 4/6), da una tessitura fortemente argillosa e dalla presenza di granuli sensibilmente alterati, questi depositi presentano invece una

aggregazione lamellare poco marcata (fig. 17): a differenza dei sedimenti di suolo, i suoli molto evoluti in posto presentano invece una aggregazione marcata, legata alla cementazione da parte degli ossidi di ferro. Inoltre la distribuzione di questi depositi, a costituire lenti disposte a più livelli entro i depositi fluviali dell'Unità A₂, indica la ripetizione nel tempo dei fenomeni di colluvionamento a cui sono legati.

I loro caratteri mostrano una evidente analogia (come colore e contenuto di argilla) con quelli del paleosuolo sviluppato sul substrato « villafranchiano », che appare conservato localmente in posto nell'area corrispondente ai Rilievi del Braidese e che è caratterizzato solo da una aggregazione molto più marcata: questa analogia suggerisce che il colluvionamento si sia esplicato appunto a spese di questo paleosuolo. La distribuzione delle lenti di depositi colluviali al margine dei Rilievi del Braidese (Settore Meridionale dell'altopiano e margine sudorientale di quello Centrale) convalida questa ipotesi: allo stesso modo in accordo con essa è pure il rinvenimento in queste



FIG. 21 - Aspetto dei depositi limoso-sabbiosi del *Complesso B* affioranti al margine meridionale del Settore Settentrionale: alla loro base sono presenti i depositi limoso-argillosi dell'Unità A₂; il limite (indicato dalle frecce) appare netto e ondulato nel dettaglio. Affioramento lungo la Strada Statale 29, 50 m a Sud di C. Nova di Beffa (Poirino).

lenti di frammenti sia di concrezioni carbonatiche che di gusci di Gasteropodi, caratteristici dei sedimenti « villafranchiani ».

4.2.c. I depositi fluviali limoso-sabbiosi del *Complesso B*

Questi depositi costituiscono in superficie il Settore Settentrionale dell'altopiano (tav. 1) ⁽¹⁷⁾. Al margine meridionale di questo settore rivestono i depositi limoso-argillosi dell'Unità A₂ (fig. 21), mentre più a N poggiano direttamente sul substrato « villafranchiano ». Formano una coltre, originariamente continua, attualmente interrotta solo in corrispondenza delle modeste incisioni dei corsi d'acqua: verso N e verso S questa coltre si rastrema fino ad annullarsi in corrispondenza rispettivamente del Rilievo della Collina di Torino e del Settore Centrale dell'altopiano; verso E e verso W essa appare troncata rispettivamente dall'alta scarpata che segna il margine orientale dell'altopiano (« scarpata orientale » in fig. 1) e dalla modesta scarpata che lo separa dalla pianura piemontese meridionale.

Questi depositi inoltre costituiscono il riempimento dell'incisione del « paleo-Tanaro » (della quale il Settore Settentrionale rappresenta appunto il prolungamento verso NE) dove coprono i depositi del *Complesso A*: più precisamente quelli ghiaiosi dell'Unità A₁ nella porzione meridionale dell'incisione (cf. 4.2.a.) e quelli limosi dell'Unità A₂ più a Nord. I depositi costituenti questo riempimento sfumano, come si è detto, verso NE in quelli che formano in superficie il Settore Settentrionale dell'altopiano; verso E sono delimitati da quelli del *Complesso A*, costituenti i Settori Meridionale e Centrale, dalla scarpata (rivolta verso W) che segna il margine occidentale dell'altopiano (« scarpata occidentale » in fig. 3), decrescente in altezza da Sud (dove raggiunge 45 m presso Sanfrè) verso Nord, fino ad annullarsi presso Casanova; verso W invece questi depositi sono delimitati da una modesta scarpata rispetto ai depositi alluvionali della pianura piemontese meridionale; verso S infine essi appaiono separati dai sedimenti alluvionali attuali del F. Tanaro da una scarpata rivolta verso Sud alta in media 50 m.

Il limite inferiore del *Complesso B* è netto: la superficie di appoggio, subpianeggiante in grande ed ondulata nel dettaglio, mostra nel Settore Settentrionale dell'altopiano una inclinazione verso SSW di poco superiore rispetto a quella della superficie attuale dell'altopiano stesso: le due superfici risultano perciò convergenti sia verso il Rilievo della Collina di Torino, come indica il fatto che i limi diminuiscono come potenza da Sud (dove il loro spessore supera i 10 m) verso Nord (dove hanno uno spessore di pochi metri), sia verso la scarpata orientale, come indica la diminuzione di potenza da W (dove supera i 10 m) verso E (dove è di pochi metri).

⁽¹⁷⁾ I depositi limosi del *Complesso B* affioranti all'estremità occidentale di questo settore, compresa nella carta del « loess della Collina di Torino » (FORNO, 1979), erano stati differenziati dal « loess eolico » affiorante nel rilievo collinare, ma erroneamente considerati (in quanto non oggetto di particolare studio data la loro posizione marginale nei confronti dell'area studiata) come un loess particolarmente lisciviato ed arricchito in argilla di origine pedogenetica in quanto depresso in ambiente pianeggiante.



FIG. 22 - Nell'incisione del « paleo-Tanaro » i depositi limoso-sabbiosi del *Complesso B* poggiano su quelli ghiaiosi dell'Unità A_1 (riferiti erroneamente in carta al *Complesso B*): il paleosuolo sviluppato su questi ultimi appare sensibilmente decapitato. (Carmagnola, nella cava situata 500 m a Nord dell'abitato di Cavalleri Piccoli).

Nell'incisione del « paleo-Tanaro » invece la modesta altezza delle scarpate non consente in genere di valutare la loro potenza reale⁽¹⁸⁾: l'unica potenza reale osservata è di circa 5 m (nella cava lungo l'Autostrada Torino-Piacenza presso Cavalleri Piccoli, dove si osserva anche una leggera discordanza angolare nei confronti dei depositi ghiaiosi dell'Unità A_1). In quest'area inoltre i depositi del *Complesso B* appaiono frequentemente coperti dai depositi alluvionali del *Complesso C* legati geneticamente al T. Melletta, che utilizza attualmente il paleoalveo, ed ai suoi affluenti, che formano al loro sbocco estese conoidi.

I depositi limoso-sabbiosi del *Complesso B* non mostrano traccia di strutture primarie: nei depositi prevalentemente limosi è talvolta riconoscibile una aggregazione a scala decimetrica poco marcata, di origine pedogenetica; questa struttura invece è assente in quelli più ricchi di sabbia.

(18) In base alle stratigrafie dei pozzi per acqua la potenza dei limi del *Complesso B* sembra essere in questa fascia attorno alla decina di metri (ad es. 12 m presso C. Reggenza a NW di Casanova e 10 m in regione Ponte Due Acque a S di Sommariva Bosco).

I depositi del *Complesso B* sono costituiti in genere (figg. 24, 25, 26 e 27) prevalentemente da silt (60 %) con una frazione sabbiosa attorno al 10 % ed una frazione argillosa attorno al 30 %: localmente, più di frequente in corrispondenza all'incisione del « paleo-Tanaro », essi sono fortemente sabbiosi con un contenuto di sabbia superiore al 20 % (apprezzabile quindi anche sul terreno) (figg. 23 e 28).

Mostrano un scarsa selezione granulometrica (il coefficiente di classazione in genere varia tra 2,5 e 2,7).

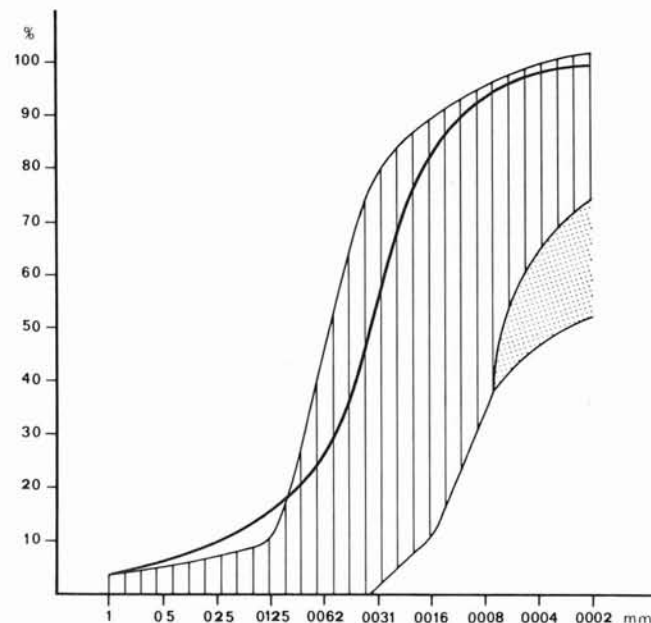


FIG. 23 - Curva granulometrica cumulativa dei depositi fluviali sabbiosi del *Complesso B* (Campione n. 7, Villastellone, 700 m a NE del Cimitero).

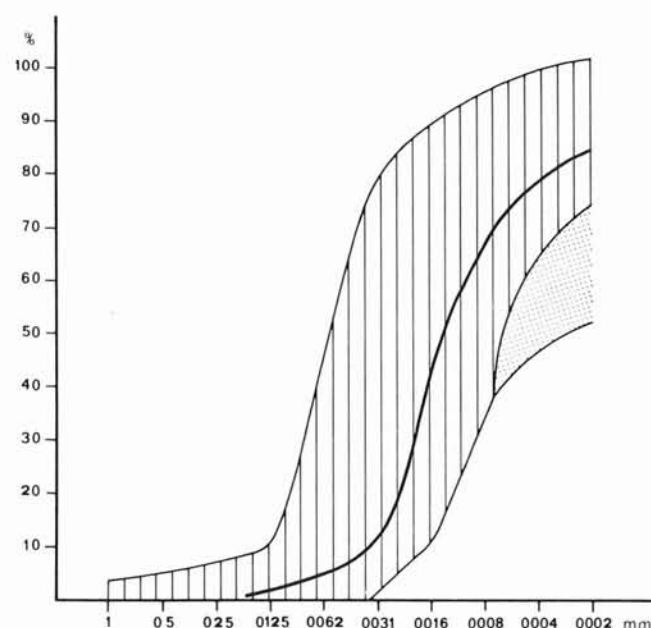


FIG. 24 - Curva granulometrica cumulativa dei depositi fluviali limoso-sabbiosi del *Complesso B* (Campione n. 8, Riva presso Chieri, 500 m a N di C. Vercellina).

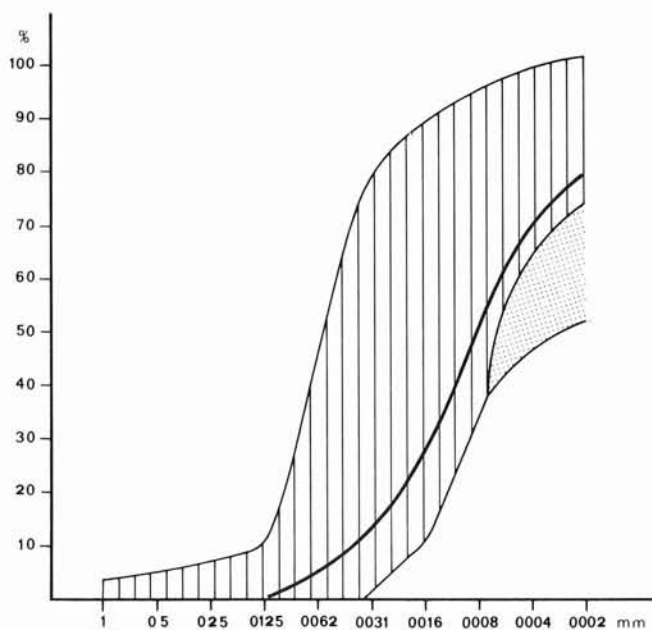


FIG. 25 - Curva granulometrica cumulativa dei depositi fluviali limoso-sabbiosi del *Complesso B* (Campione n. 9, Chieri, 400 m a S di C. Gorgerino).

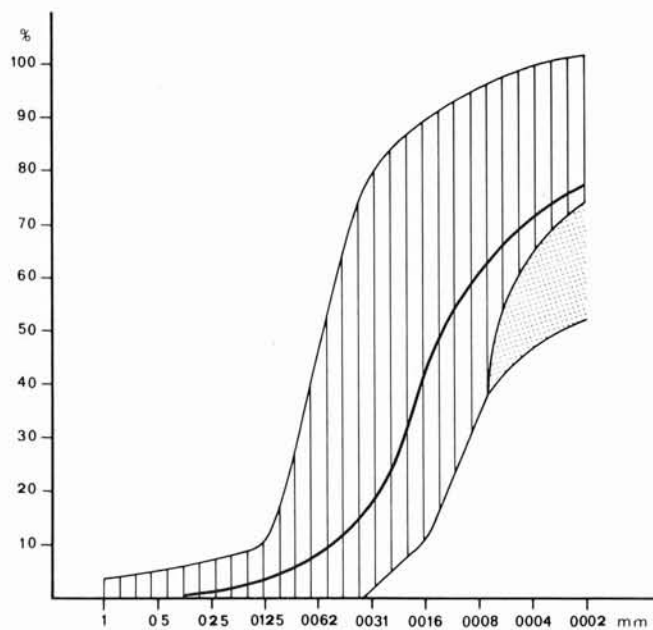


FIG. 27 - Curva granulometrica cumulativa dei depositi fluviali limoso-sabbiosi del *Complesso B* (Campione n. 11, Riva presso Chieri, 700 m a S dell'abitato di Argentero).

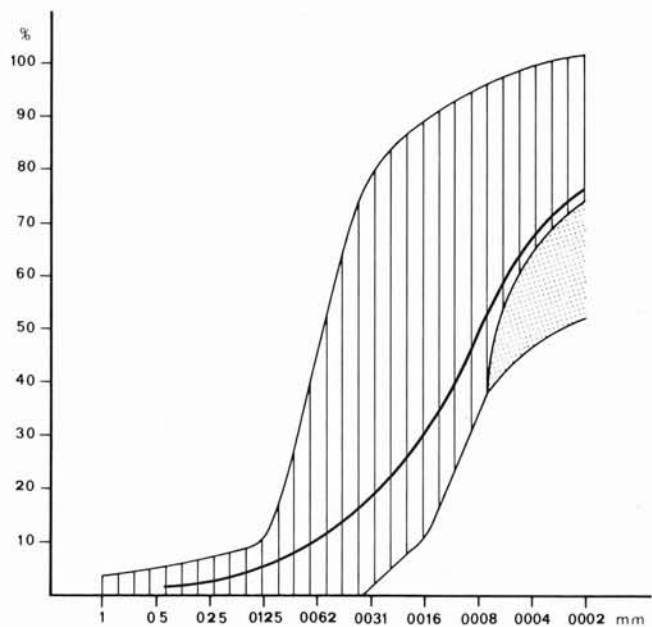


FIG. 26 - Curva granulometrica cumulativa dei depositi fluviali limoso-sabbiosi del *Complesso B* (Campione n. 10, Riva presso Chieri, 300 m a W dell'abitato di S. Giovanni).

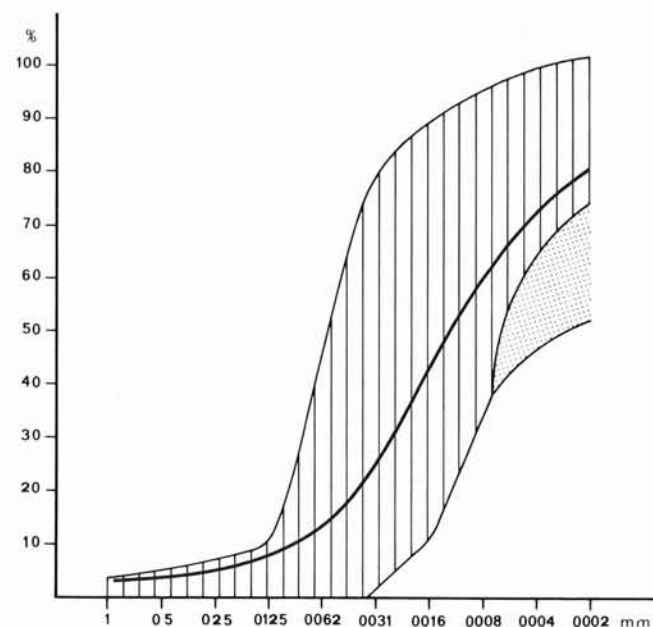


FIG. 28 - Curva granulometrica cumulativa dei depositi sabbiosi del *Complesso B* (Campione n. 12, Carmagnola, nella cava situata 500 m a N dell'abitato di Cavalleri Piccoli).

La composizione mineralogica dei campioni di depositi limosi del *Complesso B* è la seguente.

La frazione $2 \div 0,2$ mm è costituita nei campioni più sabbiosi (7 e 12) per la quasi totalità da granuli mentre nei campioni meno sabbiosi (8 - 9 - 10 - 11) accanto ai granuli sono presenti numerose concrezioni.

Le concrezioni, di forma subsferica e con dimensioni superiori a quelle dei granuli, sono formate da un insieme di cristalli di quarzo e mica di piccole dimensioni: il cemento che aggrega queste particelle è in genere di colore grigio e di natura carbonatica; più raramente è di colore bruno o nero e costituito da ossidi di ferro o manganese.

I granuli sono rappresentati dai seguenti minerali:

N. (19)	qz.	musc.	biot.	serp.	torm.
	(in percentuale)				
7	65	20	10	<5	<5
8	70	15	15	—	—
9	80	15	5	—	—
10	80	5	10	5	—
11	70	20	5	5	—
12	80	5	10	<5	<5

Il quarzo, di colore in genere latteo, più raramente trasparente, rosa o grigio, costituisce granuli caratterizzati per lo più da contorni arrotondati e forma ovoidale.

La mica bianca e la biotite, di colore bruno intenso, formano pacchetti di lamine con contorni arrotondati, in cui però spesso è riconoscibile l'originaria forma poligonale.

Il serpentino, di colore verde scuro, è presente in granuli di forma ovoidale con superficie molto arrotondata.

La tormalina, di colore nero e pleocroica, forma individui prismatici allungati e mostra una sfaldatura parallela all'allungamento.

La frazione 0,2-0,02 mm è costituita prevalentemente da granuli di minerali.

N. (19)	musc.	biot.	qz.	glau.	calc.	op.	serp.	clor.
	(in percentuale)							
7	30	20	15	15	5	10	<5	<5
8	30	20	30	10	5	—	<5	<5
9	30	25	10	15	5	15	—	—
10	20	20	30	15	10	—	—	5
11	25	25	10	20	5	10	—	5
12	20	30	30	5	10	—	—	<5

La mica bianca, incolora, e la biotite, di colore bruno intenso e fortemente pleocroica, formano lamine con contorni arrotondati.

Il quarzo costituisce granuli di piccole dimensioni con contorni arrotondati.

Il glaucofane, fortemente pleocroico sull'azzurro, ha forma prismatica in genere allungata e più raramente tozza.

La calcite, di colore bruno chiaro, ha contorni molto irregolari, legati probabilmente a fenomeni di corrosione.

Il serpentino, di colore verde scuro, e la clorite, di colore verde chiaro, formano granuli con contorni pure arrotondati.

Gli opachi formano sia inclusi di piccole dimensioni entro le lamine di mica, sia granuli di dimensioni paragonabili a quelle degli altri minerali.

Analizzando questi dati si può osservare come i depositi limoso-sabbiosi del *Complesso B* siano relativamente omogenei sia come costituzione mineralogica (prevalenza di quarzo, miche e glaucofane), sia come forma dei granuli (arrotondata) sia infine come grado di alterazione (piuttosto modesta) in quanto i granuli appaiono freschi e sono conservati anche quelli carbonatici: questa alterazione è responsabile solo della corrosione periferica che interessa appena i granuli carbonatici e del discontinuo alone cloritizzato osservabile in alcune lamine di biotite.

I depositi limoso-sabbiosi del *Complesso B* mostrano di aver subito una pedogenesi non molto intensa: questo carattere è quello che permette più facilmente di differenziarli sul terreno da quelli dell'Unità A₂ che invece hanno subito una pedogenesi marcata.

L'evoluzione pedologica è più evidente nei depositi prevalentemente limosi rispetto a quelli con un apprezzabile contenuto di sabbia. Nei primi infatti è avvenuta una debole migrazione di argilla, che ha dato luogo alla formazione di patine di argilla molto discontinue lungo le facce degli aggregati: l'ossidazione dei composti di ferro ha inoltre determinato il colore variabile tra bruno-giallastro (10 YR 5/4) e bruno-scuro (7,5 YR 5/8). Localmente si osservano pure concentrazioni di ossidi di manganese sotto forma

(19) 7: Villastellone, 700 m a NE del Cimitero; 8: Riva presso Chieri, 500 m a N di C. Vercellina; 9: Chieri, 400 m a S di C. Gorerino; 10: Riva presso Chieri, 300 m a W dell'abitato S. Giovanni; 11: Riva presso Chieri, 700 m a S dell'abitato di Argentero; 12: Carmagnola, nella cava 500 m a N di Cavalieri Piccoli.

di patine sottili e discontinue e noduli di piccole dimensioni (con diametro attorno al mm).

Nei depositi con un elevato contenuto di sabbia non è invece osservabile sul terreno la presenza di patine di argilla: l'ossidazione dei composti di ferro è meno marcata, come indicato dal colore in genere « bruno oliva chiaro » (2,5 Y 5/4).

Esaminando in dettaglio la distribuzione areale di questi caratteri si osserva una gradualità (anche se poco marcata) nell'evoluzione pedologica tra i depositi distribuiti più a N nel Settore Settentrionale (che mostrano caratteristiche di passaggio con i depositi del *Complesso A* affioranti nel Rilievo della Collina di Torino) e quelli distribuiti invece nell'incisione del « paleo-Tanaro » e più a S nel Settore Settentrionale (distinguibili più facilmente da quelli del *Complesso A*).

Le caratteristiche tessiturali dei depositi limoso-sabbiosi del *Complesso B* suggeriscono la loro origine fluviale, in accordo con il fatto che ad essi sono associati i relitti di un drenaggio a meandri; questi depositi mostrano infatti una scarsa selezione granulometrica e contengono una rilevante frazione sabbiosa (in parte costituita da sabbia grossolana): questi caratteri permettono di escludere l'origine eolica e sono invece in accordo con la genesi fluviale⁽²⁰⁾; allo stesso modo in accordo con questa origine è la forma dei granuli sempre piuttosto arrotondata.

Sono conservati, come si è detto, nell'incisione del « paleo-Tanaro », sviluppato con andamento N-S per una lunghezza di oltre 25 km al margine occidentale dell'altopiano, ed in una fascia (corrispondente al Settore Settentrionale dell'altopiano) estesa per circa 15 km in direzione E-W e per circa 11 km in direzione N-S⁽²¹⁾: bisogna ricordare come solo i depositi costituenti il riempimento del paleoalveo fossero già considerati di origine fluviale e quelli affioranti nell'altopiano fossero invece interpretati come un loess eolico.

Il drenaggio a cui sono legati è ricostruibile in questo caso, oltre che in base al rinvenimento sulla superficie del Settore Settentrionale dell'altopiano dei relitti di un reticolato a meandri con raggio di curvatura chilometrico e con concavità rivolta verso N e verso S, appunto anche in base all'esistenza del paleoalveo.

Come si vedrà più dettagliatamente in seguito (vedi 6.) i depositi del *Complesso B* sono legati ad un corso d'acqua (che defluiva attraverso l'area corrispondente al Settore Settentrionale dell'altopiano) caratterizzato da grande portata e drenante da W (cf. nota 21) verso E (« collettore settentrionale » in fig. 31) ed a un suo affluente di destra (defluente attraverso l'area corrispondente al « paleo-Tanaro » e responsabile della deposizione dei sedimenti con una più abbondante frazione sabbiosa), caratterizzato pure da grande portata e drenante da S verso N (« collettore meridionale » in fig. 31); la prosecuzione di questo drenaggio verso E è suggerita dal rinvenimento degli stessi depositi nei Rilievi dell'Astigiano dove costituiscono

(20) Confrontando le curve granulometriche dei campioni di questi depositi con quelli del « loess eolico » della Collina di Torino (FORNO, 1979) si osserva una evidente differenza: i campioni di loess appaiono infatti molto più selezionati e contengono una frazione sabbiosa sensibilmente più modesta e priva di sabbia grossolana.

(21) I depositi del *Complesso B* costituivano verosimilmente anche la pianura a W dell'altopiano (attualmente semisepolta dai depositi alluvionali del *Complesso C* legati al F. Po): essi rappresentano (FORNO, 1979) « materiali di origine » trasportati e depositi dal vento sulla Collina di Torino a costituire il « loess eolico ».

due superfici terrazzate. La distribuzione di questi depositi nell'altopiano, secondo una fascia piuttosto larga considerando la direzione N-S ortogonale al deflusso (~ 11 km), e la conservazione dei relitti di più fasce meandriche suggerisce che anche in questo caso il corso d'acqua a cui sono legati sia migrato (cf. nota 15) sensibilmente nel tempo.

4.2.d. *I depositi fluviali prevalentemente sabbiosi del complesso C*

Questi depositi, costituiti prevalentemente da sabbie e limi con subordinati ciottoli, formano estese fasce lungo le incisioni in cui scorre il reticolato attuale (tav. 1) che drena sia i Settori Centrale e Settentrionale dell'altopiano (reticolato del T. Banna, CARRARO & alii, in corso di stampa) sia l'incisione del « paleo-Tanaro » ed il Settore Meridionale dell'altopiano (reticolato del T. Melletta): questi depositi costituiscono il riempimento di incisioni valliche di entità variabile a seconda della situazione morfologica (cf. 2.) e si raccordano con quelli costituenti in superficie la pianura piemontese meridionale che si estende a W dell'altopiano. Particolarmente sviluppate sono le fasce di depositi alluvionali lungo il T. Banna, il T. Rioverde, il R. Scarosa ed il T. Melletta; allo sbocco del T. Ricchiardo, del R. Pocapaglia e del R. Ripoglia nell'incisione del « paleo-Tanaro » si osservano inoltre estese conoidi alluvionali. L'andamento di queste fasce di depositi alluvionali, in genere sinuoso, è da collegare principalmente con il fatto che il reticolato idrografico attuale è spesso impostato in corrispondenza di un precedente tracciato a meandri (cf. 4.2. e nota 6).

Le caratteristiche del sistema idrografico attuale impostato nelle aree meno rilevate, che mostra alvei poco incisi ospitati in ampi fondovalle, favoriscono gli allagamenti responsabili appunto della formazione delle ampie fasce di depositi alluvionali: questa tendenza è favorita inoltre dal fatto che talvolta gli alvei sono stati resi artificialmente pensili. Il fatto però che gli allagamenti avvengano senza forte deposizione di materiale (ANSELMO & TROPEANO, 1978; MARAGA, 1978) suggerisce che lo spessore dei sedimenti costituenti queste fasce, non valutabile direttamente a causa dell'esiguità delle scarpate, sia modesto: lungo il R. Banna, in uno scavo aperto recentemente in corrispondenza del ponte ferroviario, si è potuto osservare come la loro potenza sia attorno ad 8 m.

4.3. *Cronologia*

I sedimenti « villafranchiani » che formano il substrato dei depositi costituenti in superficie l'altopiano di Poirino sono stati ripetutamente studiati da un punto di vista stratigrafico. I dati più importanti sotto questo aspetto sono quelli desunti da DE MORTILLET (1864) in base allo studio dei resti di Vertebrati rinvenuti nell'area compresa tra Villanova e Villafranca (località tipo di questi sedimenti), in prossimità della scarpata che segna il margine orientale dell'altopiano: essi indicano un'età pliocenica superiore per la parte inferiore della serie (circa 30 m) e pleistocenica inferiore per quella superiore (circa 80 m).

Questi dati del secolo scorso (che, come si è visto, permettono di collocare i sedimenti « villafranchiani » affioranti nell'area, a cavallo del limite Plio-Pleistocene) sono

confermati dagli studi palinologici tuttora in corso su questi depositi, sempre nell'area di Villafranca d'Asti (STEFANI, ined.): si può inoltre ricordare come alla medesima conclusione hanno condotto i recenti studi palinologici (ALLASON & alii, 1981) su altri depositi « villafranchiani » affioranti al margine alpino, ossia a qualche decina di chilometri di distanza dall'area dell'altopiano.

Gli unici dati stratigrafici riguardanti invece specificamente i depositi fluviali che costituiscono in superficie l'altopiano sono rappresentati (anche se indirettamente) dai resti di Elefanti studiati da ZUFFARDI P. (1913) e conservati nel Museo dell'Istituto di Geologia dell'Università di Torino dove sono stati recentemente riesaminati da AMBROSETTI P. Alcuni di questi, di cui purtroppo è indicata una ubicazione solo approssimativa, provengono dalla scarpata che segna il margine orientale dell'altopiano, nel tratto compreso nell'areale di distribuzione dei sedimenti limosi dell'Unità A₂: sia la presumibile evoluzione di alcuni di questi resti, riferibili a forme di *E. primigenius* e collocabili cronologicamente, secondo AMBROSETTI, nella parte superiore del Pleistocene medio, quanto la natura ed il grado di alterazione dei depositi da cui mostrano di provenire (riconoscibili dalle tracce conservate sugli stessi resti) fanno supporre che essi provengano in parte appunto dai depositi dell'Unità A₂, costituendo quindi per questi un riferimento cronologico abbastanza attendibile⁽²²⁾. Congruente con questo dato è pure la forte analogia dei caratteri pedologici dei sedimenti dell'Unità A₂ con quelli dei « limi di Torrazza » (tale da permettere di riferirli grossomodo allo stesso lasso di tempo): in questi ultimi (GRUPPO DI STUDIO DEL QUATERNARIO PADANO, 1976) sono stati rinvenuti frammenti di vetro vulcanico la cui composizione (contenuto di silice compreso tra il 55 % e il 60 % e peso specifico attorno a 2,6) consente di correlarli al vulcanesimo del Monte Amiata (età media circa 230 000 anni) e quindi di riferirli alla parte superiore del Pleistocene medio.

La variabilità dei caratteri pedologici riconoscibile nei sedimenti del *Complesso A* affioranti nell'altopiano, che appaiono da Sud verso Nord via via meno evoluti, sembra inoltre indicare che essi abbracciano un lasso di tempo apprezzabile geologicamente e sono via via più recenti in questo senso.

Per quanto riguarda l'attribuzione cronologica dei sedimenti del *Complesso B* si hanno dati stratigrafici precisi.

Fortunatamente infatti una quindicina di anni fa è avvenuto il rinvenimento di un giacimento fossilifero poco al di fuori dell'area dell'altopiano ma entro sedimenti fluviali collegabili indirettamente con quelli che lo costituiscono in superficie (in quanto legati allo stesso sistema idrografico): questo giacimento è situato sul versante meridionale della Collina di Torino presso Moncuoco Torinese (ossia circa 5 km a NE dell'altopiano). I sedimenti che lo contengono, in base ad un confronto dei caratteri pedologici con quelli dei sedimenti costituenti l'altopiano e ad una dettagliata ricostruzione dell'evoluzione recente dell'area collinare piemontese (ALESSIO & alii, 1982), sono stati riferiti al *Complesso B*. Lo studio della fauna (Vertebrati, Molluschi e micromammiferi) e della flora

(pollini, funghi e resti di legno) rinvenute in questo giacimento, nonché le datazioni radiometriche effettuate sui resti di legno con il ^{14}C e sui resti ossei con il metodo degli amminoacidi, indicano per i depositi di questo complesso un'età Pleistocenica superiore ⁽²²⁾.

Questo dato è congruente con quelli già noti per i depositi fluviali del *Complesso B* costituenti il Settore Settentrionale dell'altopiano (FORNO, 1980) desunti dalla correlazione con il loess eolico « würmiano » affiorante sul versante meridionale del Rilievo della Collina di Torino: l'età del loess è suggerita dal rinvenimento, entro depositi colluviali immediatamente sottostanti, di resti di *E. primigenius* (BLUMENBACH) (PARONA, 1907); studiando questo loess (FORNO, 1979) si è osservato come siano indicativi della sua contemporaneità con i depositi fluviali del *Complesso B* sia i loro rapporti geometrici (anche se difficilmente osservabili essi sembrano essere infatti di interdigitazione), sia la loro evoluzione pedologica (paragonabile), sia infine la loro distribuzione (la presenza del loess solo sui versanti meridionale ed occidentale del Rilievo della Collina di Torino mostra appunto che l'area di provenienza è situata nella pianura che si sviluppava a Sud di questo rilievo, attualmente in parte conservata nel Settore Settentrionale dell'altopiano).

Il fatto che entro i depositi del *Complesso B* si osservi inoltre una variabilità (anche se modesta) nell'evoluzione pedologica (via via meno marcata da Nord verso Sud) sembra essere collegabile con la loro deposizione in un intervallo di tempo apprezzabile e quindi indicativo di una loro età progressivamente più recente in questo senso.

Il confronto dei dati cronologici relativi al substrato (che comprende parte del Pliocene e parte del Pleistocene inferiore) con quelli relativi ai depositi fluviali costituenti in superficie l'altopiano (che comprendono la parte superiore del Pleistocene medio e parte del Pleistocene superiore) indica l'esistenza di una lacuna stratigrafica di notevole estensione che varia arealmente come entità.

A questa lacuna corrisponde infatti una superficie di erosione generalizzata che tronca, nell'area corrispondente all'altopiano, la serie « villafranchiana » (fig. 30) e, verso i rilievi collinari, formazioni neogeniche via via più antiche; l'età variabile dei sedimenti su cui questa superficie si sviluppa, indica l'esistenza di una discordanza angolare fra il substrato ed i sedimenti fluviali sovrastanti: questa discordanza non è però apprezzabile alla scala dell'affioramento, a causa sia del suo basso angolo sia della caratteristica stratificazione a lamine oblique dei depositi « villafranchiani ».

Circa l'intervallo di tempo in cui si è formata questa superficie di erosione (intervallo che naturalmente non corrisponde all'intero intervallo di tempo rappresentato dalla lacuna) gli unici dati disponibili (oltre a quelli dell'inquadramento) sono quelli di carattere pedologico: il fatto che essa localmente conservi (dove non obliterata dalla successiva formazione della superficie di modellamento fluviale) lembi di un paleosuolo molto evoluto

(cf. 4.1.) suggerisce che essa sia notevolmente più antica rispetto ai sedimenti del *Complesso A*, ossia riferibile, per confronto con paleosuoli analoghi, alla parte inferiore del Pleistocene medio.

5. TETTONICA

Come è stato più volte ricordato l'Altopiano di Poirino rappresenta il relitto di una superficie modellata da una successione di eventi deposizionali ed erosionali avvenuti in un lasso di tempo compreso tra la parte superiore del Pleistocene medio e parte di quello superiore: questo modellamento è legato (vedi 6) ad un reticolato idrografico responsabile del deflusso verso E del drenaggio del bacino piemontese meridionale. Come si vedrà meglio in seguito, i diversi settori riconoscibili nella superficie (legati alle diverse configurazioni del drenaggio nel tempo) (fig. 31) al momento del loro modellamento dovevano essere subpianeggianti ed inclinati debolmente verso Est: la loro attuale geometria, a costituire complessivamente una blanda sinclinale con asse orientato E-W e debolmente immerso verso W (fig. 2), è perciò secondo ogni evidenza il risultato della deformazione intercorsa durante e dopo il loro modellamento originario.

Il fianco meridionale di questa struttura corrisponde agli attuali settori meridionale e centrale dell'altopiano: esso mostra un'inclinazione mediamente dell'1 %-1,5 % verso NNW-NW; il fianco settentrionale (meno sviluppato di quello meridionale) corrisponde all'attuale Settore Settentrionale ed è inclinato dello 0,3 % verso SSW; la zona di cerniera di questa struttura asimmetrica è rappresentata dalla fascia in cui scorre il T. Banna, collettore dell'attuale reticolato idrografico che, al contrario del sistema idrografico preesistente, drena verso W, cioè secondo il senso di immersione dell'asse (fig. 2).

L'asimmetria della struttura risulta evidente anche dalla geometria delle scarpate che delimitano l'altopiano. Queste raggiungono la massima altezza nelle aree in cui la deformazione è stata più sensibile, in corrispondenza cioè del fianco meridionale della struttura, e vanno invece fortemente rastremandosi in corrispondenza dell'area di cerniera e del fianco settentrionale: la scarpata orientale (che separa l'altopiano dai rilievi dell'Astigiano sviluppati a quota più bassa) raggiunge l'altezza di 120 m a Montà e si riduce a 80 m nel tratto compreso tra Valfenera e Buttigliera d'Asti; la scarpata occidentale (che separa l'altopiano dall'incisione del « paleo-Tanaro ») raggiunge l'altezza di circa 45 m presso Sanfrè mentre si riduce verso Nord fino ad annullarsi presso Favari. Il fatto poi, in particolare, che la scarpata occidentale abbia altezza minore di quella orientale è in relazione con l'immersione verso W della struttura sinclinale. Allo stesso modo le incisioni del reticolato idrografico che drena attualmente l'altopiano raggiungono la massima profondità nelle aree in cui il sollevamento è stato maggiore: in corrispondenza al fianco meridionale della sinclinale hanno altezza sensibilmente maggiore e si approfondiscono verso SSE; nel fianco settentrionale le incisioni hanno invece altezza minore e si approfondiscono verso NNE.

L'evoluzione dell'area dell'altopiano va necessariamente inquadrata nell'evoluzione dell'intero settore collinare comprendente sia i Rilievi della Collina di Torino, del Monferrato, dell'Astigiano e delle Langhe, sia gli altopiani tra essi interposti (Altopiano di Poirino, di Alessandria e di Valenza) (CARRARO & *alii*, 1980): in questo contesto l'Altopiano di Poirino corrisponde ad uno dei settori in cui la deformazione è stata di entità più modesta. Nell'intera regione è stata recentemente riconosciuta la

⁽²²⁾ Per le suddivisioni del Pleistocene è stata utilizzata la scala cronologica di riferimento internazionale su basi paleomagnetiche proposta da RICHMOND (AIQUA, 1982).

presenza generalizzata di relitti di superfici di modellamento fluviale: queste, incise a più livelli nel substrato terziario, corrispondono generalmente a forme di accumulo di depositi fluviali, con potenza modesta, riferibili al Pleistocene medio e superiore e mostrano di essere legate ad un drenaggio completamente diverso dall'attuale. Il fatto che queste superfici, in origine subpianeggianti, non conservino la geometria originaria ma, ricostruendone l'intero sviluppo, formino una serie di ondulazioni con assi orientati prevalentemente E-W e subordinatamente N-S, è la evidente conseguenza della deformazione differenziale che ha interessato in tempi recenti questa regione: il fatto che la deformazione si sia realizzata da contemporaneamente a dopo il modellamento indica che essa è riferibile all'intervallo di tempo compreso tra la parte superiore del Pleistocene medio ed oggi.

Nei rilievi collinari, che corrispondono ai settori di maggiore deformazione complessiva, i sedimenti fluviali appaiono conservati solo localmente e disegnano motivi anticlinali più o meno accentuati. Negli altopiani, che corrispondono invece alle aree relativamente stabili, i sedimenti fluviali ed i relitti di meandri sono conservati in modo relativamente continuo e costituiscono blande sinclinali. I limiti tra le due situazioni strutturali sono nella maggior parte dei casi graduali e più raramente netti. Considerando più in particolare le relazioni tra l'Altopiano di Poirino ed i contigui rilievi collinari, si può dire che il limite verso Nord, con la struttura della Collina di Torino, e verso Sud, con la monoclinale dei Rilievi del Braidese, sono dati da un progressivo aumento del rilievo che corrisponde ad un aumento della deformazione (fig. 30). Il limite verso Est, con la struttura sinclinale corrispondente ai Rilievi dell'Astigiano, è dato da una scarpata rivolta verso Est alta in media un centinaio di metri che rappresenta l'espressione morfologica di una flessura (CARRARO & *alii*, 1980): questa prosegue (cambiando direzione) a delimitare verso SE i Rilievi del Braidese (fig. 1). Ai due lati della scarpata i sedimenti fluviali appaiono conservati a quota diversa (il dislivello per i sedimenti del *Complesso A* è attorno a 60 m e per quelli del *Complesso B* di circa 100 m). La flessura ha notevole sviluppo (attorno a 35 km): nel tratto settentrionale (« scarpata orientale » in fig. 1) (compreso tra gli abitati di Buttigliera e Montà) ha andamento grosso modo N-S; nel tratto meridionale (« scarpata sudorientale » in fig. 1) (compreso tra gli abitati di Montà e Bra) l'andamento è invece mediamente NE-SW.

Mentre l'attuale assetto morfologico dell'intero settore collinare, è come si è detto, la conseguenza solo dell'evoluzione contemporanea e posteriore alla formazione delle superfici di deposizione fluviale, a questa evoluzione è imputabile solo parte della deformazione riconoscibile nel substrato terziario. L'assetto morfologico legato alle fasi deformazionali precedenti non è infatti riconoscibile in quanto obliterato dalla formazione di una superficie di erosione areale (vedi 6.) che tronca il substrato a diversi livelli; l'entità di questa deformazione è però deducibile dalla discordanza esistente tra il substrato ed i sedimenti fluviali sovrastanti (fig. 30).

Esaminando in particolare l'evoluzione recente dell'area corrispondente all'Altopiano di Poirino, mentre la geometria attuale dei depositi fluviali permette di valutare l'effetto complessivo degli eventi deformazionali che hanno interessato quest'area nell'intervallo compreso tra l'inizio della loro deposizione ed oggi, la ricostruzione delle diverse tappe del processo deformazionale è resa possibile attraverso la ricostruzione della migrazione e dell'organizzazione del drenaggio a cui questi sedimenti sono legati: esse risultano infatti (vedi 6.) entrambe strettamente controllate in ogni momento dalla variazione di geometria della superficie topografica. La distribuzione dei depositi del *Complesso A* indica che nell'area corrispondente all'Altopiano di Poirino il drenaggio era inizialmente organizzato in due collettori principali, uno settentrionale ed uno meridionale (la cui confluenza avveniva decisamente ad Est di quest'area) e che questi collettori si avvicinavano progressivamente e la loro confluenza migrava via via verso W. La distribuzione dei depositi del *Complesso B* indica che in seguito, in relazione al proseguire di questa tendenza, il drenaggio era costituito da un unico collettore principale: le variazioni nel tempo dell'assetto del drenaggio responsabile del modellamento della superficie dell'altopiano sono da mettere in relazione con il cambiamento di posizione dei settori più depressi.

Questo tipo di evoluzione suggerisce che la deformazione di quest'area, oltre ad aver avuto un carattere differenziale nello spazio, nel senso che non si è verificato un sollevamento uniforme ma si è venuta formando una struttura sinclinale asimmetrica, abbia avuto un carattere differenziale anche nel tempo, nel senso che la struttura sinclinale non si è evoluta contemporaneamente in tutta la sua estensione. Il carattere differenziale nel tempo che la deformazione mostra di aver avuto consente di riconoscere nella progressiva variazione di geometria tre episodi principali: questa suddivisione è ovviamente artificiosa in quanto gli episodi sono in parte sovrapposti tra loro in senso sia spaziale che temporale. Limitandoci a considerare l'area corrispondente all'altopiano, ad un primo episodio è riconducibile il sollevamento differenziale (massimo a Sud) dell'area corrispondente ai Settori Meridionale e Centrale dell'altopiano a delineare l'embrione del fianco meridionale dell'attuale struttura sinclinale; ad un secondo è invece imputabile la realizzazione del sollevamento pure differenziale (massimo a Nord) e di entità inferiore al precedente, dell'area corrispondente al Settore Settentrionale a costituire l'embrione del fianco settentrionale e dell'attuale struttura sinclinale; al terzo episodio infine si può far risalire l'immersione verso W dell'attuale sinclinale.

Il *primo episodio* si è realizzato, almeno come effetti principali, durante la deposizione del *Complesso A* (parte superiore del Pleistocene medio): la sedimentazione dei depositi di questo complesso (affioranti nei Settori Meridionale e Centrale dell'altopiano) mostra infatti di essere stata controllata dalla graduale realizzazione del fianco meridionale della sinclinale (cf. 6.) e dalla conseguente riduzione dell'area di cerniera di questa struttura. Tale evoluzione ha provocato da un lato la progressiva mi-

grazione verso Nord ⁽²³⁾ del collettore meridionale del drenaggio abbandonato (a cui è legata la deposizione di questo complesso) (fig. 31) dal Settore Meridionale a quello Centrale ed infine a quello Settentrionale. Dall'altro lato la stessa evoluzione ha determinato la formazione, nel settore via via abbandonato dal collettore, di un sistema di affluenti che drenava verso N o NNE, secondo la nuova direzione di massima pendenza, indotta appunto dalla realizzazione del fianco meridionale della sinclinale. L'andamento di questo sistema affluente è riconoscibile nei relitti di valli abbandonate dirette N-S (e più raramente NNE-SSW) che mostrano un profilo trasversale piuttosto ampio e poco inciso ed appaiono invece sensibilmente sospese rispetto al reticolato attuale; come si vedrà meglio più avanti (cf. 6.), la direzione di queste valli è stata in seguito a sua volta per lo più abbandonata, essendo ereditata solo per brevi tratti dal sistema attuale che appare sensibilmente più inciso e con direzione di drenaggio principale verso NW (nel Settore Meridionale dell'altopiano) e verso NNW (nel Settore Centrale). Alla realizzazione del fianco meridionale della struttura è pure imputabile il fatto che in seguito (durante la deposizione del *Complesso B*) il collettore meridionale, il cui andamento (a monte della confluenza con quello settentrionale) (vedi 6.) è riconoscibile nell'incisione del « paleo-Tanaro », incidesse sensibilmente l'area corrispondente ai Settori Meridionale e Centrale dell'altopiano: questo « paleoalveo » si sviluppa infatti a quota più bassa rispetto all'altopiano ed è separato da quest'ultimo tramite una scarpata (fig. 4) che raggiunge la massima altezza verso Sud (a Sanfrè l'altezza è attorno alla cinquantina di metri) ossia nelle aree più sollevate e decresce verso Nord fino ad annullarsi. Il fatto che questo « paleoalveo » (profondamente inciso nei sedimenti del *Complesso A* e costituito in superficie da quelli del *Complesso B*) abbia subito solo un modesto rimodellamento posteriore suggerisce che il fianco meridionale della struttura si sia realizzato quasi totalmente nell'intervallo compreso tra la deposizione dei sedimenti del *Complesso A* e quella dei sedimenti del *Complesso B*.

Il *secondo episodio* si è realizzato, per l'area conservata nell'attuale altopiano ⁽²⁴⁾, durante la deposizione del *Complesso B*, ossia nella parte iniziale del Pleistocene superiore: la sedimentazione dei depositi di questo complesso, affioranti nel Settore Settentrionale dell'altopiano,

⁽²³⁾ Nell'area immediatamente a W di Montà (a differenza di quanto accaduto negli altri settori dell'altopiano) questa migrazione è stata accompagnata da un approfondimento del corso d'acqua nel substrato; qui infatti è osservabile un paleoalveo sensibilmente inciso (tav. 1). Questa situazione è legata alla realizzazione in quest'area, contemporaneamente alla deposizione dei sedimenti del *Complesso A*, di una deformazione più intensa che nelle aree limitrofe, con la conseguenza che i sedimenti fluviali depositi entro il paleoalveo appaiono (considerando via via quelli più recenti) progressivamente più approfonditi e più spostati verso NNE.

⁽²⁴⁾ Per quanto riguarda l'area più a N, attualmente deformata a costituire il fianco meridionale del Rilievo della Collina di Torino, il rinvenimento per vaste aree di depositi fluviali del *Complesso A* che colmano incisioni nel substrato (ad es. Madonna del Rocciame-lone, cf. FORNO, 1979) suggerisce che qui la deformazione si sia esplicita già a partire dal Pleistocene medio (ALESSIO & alii, 1982) e sia stata più sensibile.

mostra infatti di essere stata controllata dalla graduale realizzazione del fianco settentrionale della sinclinale e dalla conseguente riduzione dell'area di cerniera di questa struttura. Questa evoluzione è responsabile della migrazione del collettore settentrionale del drenaggio abbandonato (fig. 31) dall'area in cui si sviluppa l'attuale versante meridionale del rilievo collinare (dove scorreva nel Pleistocene medio deponendo i sedimenti fluviali del *Complesso A* - v. nota 24) all'area corrispondente all'attuale Settore Settentrionale dell'altopiano, dove scorreva durante questo episodio riunendosi al collettore meridionale (cf. 6.).

La stessa evoluzione è pure responsabile della formazione, nel settore via via abbandonato dal collettore principale, di un sistema di affluenti che drenavano verso S o SSE, secondo la nuova direzione di massima pendenza (legata appunto alla realizzazione del fianco settentrionale della struttura). L'andamento di questo sistema affluente è riconoscibile nei relitti di valli abbandonate dirette N-S e NNW-SSE e caratterizzate da un profilo trasversale ampio e poco inciso, conservati sia nel Settore Settentrionale dell'altopiano sia, più a monte, nel versante collinare; la direzione di questo drenaggio è stata a sua volta per lo più abbandonata, ossia ereditata solo per alcuni tratti, da quello attuale drenante verso SSW.

Il *terzo episodio* si è esplicito dopo la sedimentazione dei due *Complessi A* e *B*, cioè dopo la parte iniziale del Pleistocene superiore: la sedimentazione dei depositi di entrambi i complessi che costituiscono in superficie l'altopiano ed i limitrofi Rilievi dell'Astigiano deve necessariamente essere avvenuta in una unità morfologica unica, modellata dallo stesso corso d'acqua. Il fatto che attualmente le due aree appaiono sviluppate a quote diverse (l'altopiano è più alto di circa 60 m) e separate da un'alta scarpata documenta che tra le due aree (dopo la deposizione dei sedimenti del *Complesso B*) si è realizzata una flessura. Alla realizzazione di questa struttura è connesso il sollevamento relativo del margine orientale dell'altopiano (nei confronti dell'area corrispondente ai Rilievi dell'Astigiano) (VALPREDÀ, ined.) con la duplice conseguenza che i depositi fluviali sono stati sollevati di circa 60 m e che la struttura sinclinale ha assunto l'immersione verso W. Questa evoluzione ha determinato (dopo la sedimentazione del *Complesso B*) un radicale cambiamento nell'organizzazione del drenaggio provocando la diversione del collettore (che defluiva verso E) dall'area corrispondente all'attuale altopiano per assumere la direzione verso N ed aggirare il Rilievo della Collina di Torino secondo l'andamento dell'attuale F. Po (impostato al margine settentrionale di questo rilievo). Successivamente nell'altopiano si è progressivamente instaurato un sistema di drenaggio locale drenante in senso opposto al precedente ossia verso W: questo ha riutilizzato, in misura variabile punto per punto, i solchi modellati in precedenza. Il fatto poi che il drenaggio più antico appartenesse ad un sistema regionale che drenava l'intero bacino piemontese meridionale, e quello attuale invece costituisca un sistema locale, che drena solo l'area corrispondente all'altopiano ed a parte dei Rilievi della

Collina di Torino e del Braidese, spiega il rapporto di netto sovradimensionamento che i corsi d'acqua attuali mostrano nei confronti dei relitti morfologici legati al drenaggio precedente.

La realizzazione della flessura (la cui evoluzione è tutt'ora oggetto di studio) è evidenziata anche dall'evoluzione morfologica iniziata con essa e consistita nell'arretramento di qualche km (ALESSIO & *alii*, *op. cit.*) della scarpata corrispondente all'espressione morfologica della flessura: tale arretramento ha portato alla formazione dell'attuale « scarpata di fascia di flessura » (fig. 3) (per la definizione di questo termine si veda CARRARO & *alii*, 1980). Questa evoluzione è riconoscibile nell'esistenza nel settore sviluppato immediatamente ad E dell'attuale scarpata di fenomeni di erosione accelerata diffusi in maniera generalizzata: tali processi hanno determinato la quasi completa asportazione, limitata appunto a questo settore, dei sedimenti fluviali di entrambi i complessi. L'arretramento della scarpata ha comportato la sistematica decapitazione del sistema idrografico che drena l'altopiano prendendo origine in prossimità del suo margine orientale: il più bell'esempio in questo senso è dato dalla valle del T. Rioverde la cui testata appare chiaramente troncata dalla scarpata che segna il margine orientale dell'altopiano.

Conseguentemente all'abbandono dell'area corrispondente all'attuale altopiano da parte del collettore del bacino piemontese meridionale, ossia durante il terzo episodio, si è realizzato l'attuale sistema di drenaggio con deflusso rispettivamente verso NW e NNW (nei Settori Meridionale e Centrale) e verso SSW (nel Settore Settentrionale): questi andamenti sono da mettere in relazione appunto con la realizzazione dell'immersione verso W della sinclinale.

Circa l'entità dei diversi episodi deformazionali si può dire che mentre i primi due hanno avuto importanza

maggiore sotto il profilo strutturale, determinando il sia pure blando motivo sinclinale, gli effetti morfologici ad essi legati hanno avuto solo significato locale: questi episodi hanno provocato infatti, come si è visto, solo una migrazione, entro l'area corrispondente all'attuale altopiano, dei corsi d'acqua che defluivano attraverso quest'area. L'ultimo episodio invece, pur essendo responsabile solo della debole inclinazione verso W dell'asse della struttura sinclinale, ha comportato un radicale cambiamento morfologico nell'intero bacino piemontese meridionale: ad esso sono infatti riferibili l'abbandono dell'area corrispondente all'attuale altopiano da parte del collettore del bacino piemontese meridionale e l'instaurarsi di un drenaggio locale, rappresentato appunto dal sistema del T. Banna e da quello del T. Melletta, caratterizzati da un verso opposto rispetto al precedente, ossia drenanti verso W.

Se si vuole infine confrontare tra loro l'entità dei primi due episodi deformazionali, si può dire che per quanto riguarda l'area corrispondente all'altopiano (v. nota 24) il primo è stato di entità decisamente maggiore tanto da conferire una configurazione asimmetrica alla struttura sinclinale: l'entità maggiore della deformazione che ha interessato il fianco meridionale ha fatto sì che in quest'area la migrazione del collettore meridionale del drenaggio sia stata accompagnata da un apprezzabile approfondimento del sistema idrografico (fino a 15-20 m) entro i sedimenti alluvionali precedentemente depositi; nel fianco settentrionale invece la migrazione del collettore settentrionale è avvenuta senza una apprezzabile incisione dei sedimenti fluviali. Nel fianco meridionale della struttura si osserva inoltre come l'approfondimento sia stato più marcato al suo margine sudorientale dove le incisioni hanno in più punti raggiunto il substrato: nell'area a W dell'abitato di Montà (v. nota 2) i sedimenti fluviali dell'Unità A₂ appaiono infatti « incastrati » in una in-

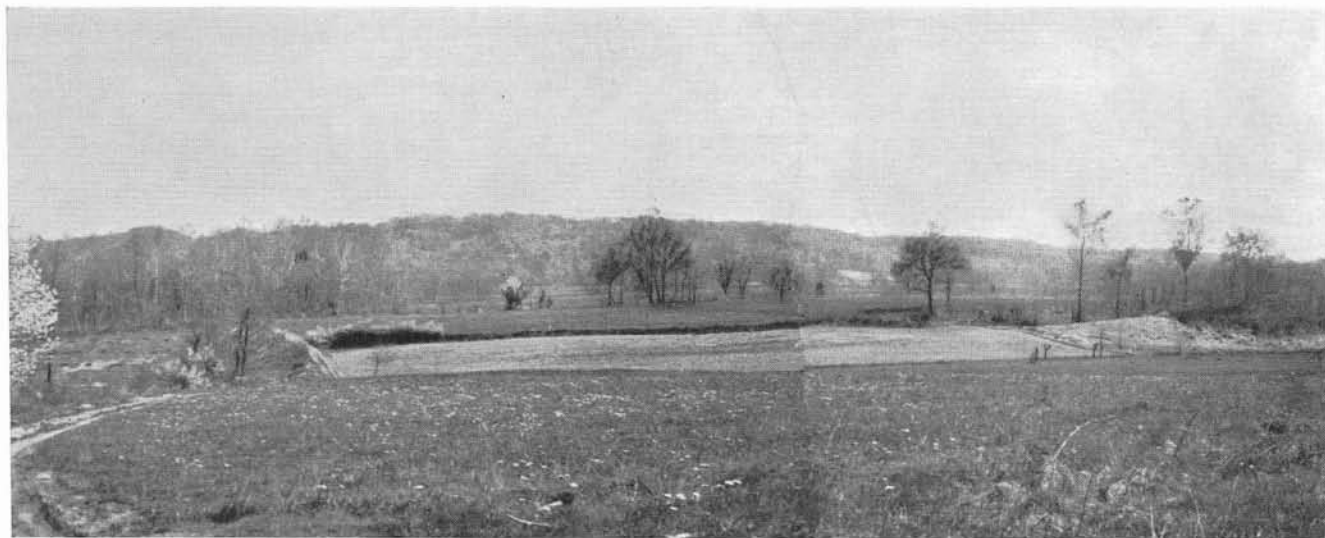


FIG. 29 - I corsi d'acqua impostati nel Settore Meridionale dell'altopiano mostrano (come quelli impostati nel Settore Centrale) un profilo trasversale fortemente asimmetrico: il versante rivolto verso SW è subverticale e quello rivolto verso NE è dato da un piano debolmente inclinato. Questa caratteristica è conseguente alla migrazione verso NE del reticolato, in relazione al sollevamento differenziale del margine meridionale. Incisione del R. Pocapaglia vista dal Bric della Bossola sul versante sinistro.

cisione nel substrato profonda fino ad una cinquantina di metri.

L'andamento del reticolato idrografico che drena attualmente l'area dell'altopiano, i cui solchi vallivi sono caratterizzati da un profilo trasversale fortemente asimmetrico, indica che l'evoluzione della struttura sinclinale è continuata anche dopo la diversione del collettore del bacino piemontese meridionale. Più in particolare, il fatto che questo profilo asimmetrico sia privo di evidenti discontinuità indica che la deformazione, iniziata in momenti diversi per i diversi settori in cui può essere scomposta la superficie, è stata grossomodo continua dal momento dell'impostazione dell'attuale reticolato idrografico (che come si è detto è immediatamente successivo al terzo episodio deformazionale) ed è tuttora in atto (CARRARO & *alii*, in corso di stampa). Nel fianco meridionale della struttura (fig. 29) i versanti di sinistra (cioè rivolti verso NE) delle incisioni sono costituiti da un piano debolmente inclinato con inclinazione circa costante, mentre quelli di destra (cioè rivolti verso SW) sono subverticali: la deformazione differenziale, responsabile dell'approfondimento e della contemporanea migrazione dei corsi d'acqua verso N, ossia verso l'asse della struttura sinclinale (a cui è legata l'asimmetria delle scarpate), è stata quindi grossomodo continua ed è tuttora in atto. Allo stesso modo nel fianco settentrionale appaiono molto più netti i versanti di sinistra (cioè rivolti verso WNW): questo fatto indica che la deformazione differenziale responsabile dell'approfondimento e della migrazione dei corsi d'acqua verso S, è stata, anche in questo caso, continua ed è tuttora in atto.

6. RICOSTRUZIONE DELL'EVOLUZIONE DELL'AREA CORRISPONDENTE ALL'ALTOPIANO DI POIRINO

Come risulta da quanto finora esposto l'altopiano di Poirino corrisponde ad una superficie poligenica di modellamento fluviale legato ad un reticolato idrografico completamente diverso dall'attuale e realizzatosi nell'intervallo di tempo compreso tra la parte superiore del Pleistocene medio e parte del Pleistocene superiore (v. nota 22). Questo modellamento è consistito in un'alternanza di fenomeni erosivi a prevalente componente orizzontale, responsabili della formazione di una superficie di erosione poligenica (*a* e *b* in fig. 30) che tronca a sua volta una superficie di erosione più antica sviluppata sul substrato « villafranchiano » (S in fig. 30), ed in fenomeni deposizionali, che hanno portato alla formazione di una coltre (pure poligenica) di sedimenti fluviali con potenza media attorno alla decina di metri e massima fino a 30 m: questi sedimenti appaiono deformati molto blandamente (a costituire una struttura sinclinale con asse ad andamento E-W debolmente immerso verso W, cf. 5.) e conseguentemente incisi in misura modesta dal drenaggio attuale. Come si è detto i depositi legati ad un reticolato idrografico abbandonato (così come le tracce dei fenomeni erosivi connessi con questo) sono conservati anche nei settori collinari circostanti l'altopiano dove però, in conseguenza della deformazione molto più sensi-

bile, appaiono discontinui come distribuzione primaria e smembrati dall'erosione successiva: al margine dei Rilievi della Collina di Torino e del Braidese (fig. 1) (ossia rispettivamente verso N e verso S e SE) la superficie di modellamento fluviale mostra di continuare in una serie di superfici terrazzate via via più deformate e incise; verso Est essa sembra pure continuare nei diversi sistemi di superfici terrazzate che costituiscono i Rilievi dell'Astigiano (VALPREDÀ, ined.): queste superfici sono sviluppate a quota di 60 ÷ 100 m più bassa rispetto all'altopiano dal quale sono separate tramite una scarpata.

Verso Ovest, al limite con la pianura piemontese meridionale, invece la superficie di modellamento fluviale appare semisepolta: essa ha infatti subito una parziale erosione e la parte conservata è stata sepolta nella porzione meridionale dai sedimenti alluvionali legati al « paleo-Tanaro » (dai quali risulta pure separata da una scarpata che raggiunge la massima altezza (45 m) verso S e si rastrema verso N fino ad annullarsi) e nella porzione settentrionale dai sedimenti legati al reticolato idrografico attuale.

La conservazione nell'area corrispondente all'altopiano di questa superficie e la blanda deformazione che essa mostra, contrapposte al visibile smembramento ed alla sensibile deformazione che i diversi sistemi di terrazzi costituenti il prolungamento della superficie stessa mostrano di aver subito invece nelle aree corrispondenti ai rilievi collinari adiacenti, sono elementi in base ai quali si può ricostruire la complessa evoluzione recente dell'area collinare piemontese. La deformazione recente che ha subito quest'area può infatti essere dedotta utilizzando come riferimento geometrico le superfici di appoggio e sommitale dei sedimenti fluviali, che dovevano essere in origine pianeggianti e debolmente inclinate nel senso del deflusso: l'intervallo di tempo in cui è avvenuta la sedimentazione di questi depositi costituisce il riferimento atto a collocare nel tempo la deformazione.

La superficie di modellamento fluviale conservata nell'altopiano si sviluppa su una superficie di erosione areale (S in fig. 30) che interessa il substrato « villafranchiano »: la presenza di quest'ultima fa sì che malgrado siano in parte conservati i depositi costituenti questo substrato (vedi 4.1.) non si conosca la loro distribuzione originaria (ad esempio non si sa se essi fossero in origine presenti in corrispondenza del Rilievo della Collina di Torino) né la situazione morfologica in cui si sono depositi e l'organizzazione del reticolato a cui sono legati ⁽²⁵⁾.

La superficie di erosione areale doveva essere in origine inclinata molto debolmente verso E in quanto su di essa si è impostato il sistema di drenaggio, a cui sono legati i sedimenti fluviali, responsabile dello smaltimento verso E del deflusso del bacino piemontese meridionale: per spiegare il fatto che questo drenaggio abbia provocato fenomeni erosivi di entità limitata (determinando,

⁽²⁵⁾ I processi responsabili della formazione di una superficie di erosione a carattere areale determinano, in analogia a quanto avviene per un generale fenomeno di alluvionamento, la cancellazione del reticolato esistente e la formazione di un reticolato sovrapposto caratterizzato da direzioni completamente nuove (CARRARO & FORNI, in corso di stampa).

come si vedrà in seguito, solo l'asportazione, a volte neppure completa, del paleosuolo sviluppato su questa superficie) è necessario ammettere che esso fosse « conseguente » alla configurazione della superficie stessa e che quindi quest'ultima fosse debolmente inclinata verso E. Attualmente essa appare per lo più asportata dall'erosione successiva: circa la sua estensione originaria, si può immaginare che comprendesse gran parte dell'area attualmente corrispondente ai rilievi collinari piemontesi, in modo da permettere al drenaggio successivo (a cui sono legati i sedimenti fluviali) di migrare in una vasta area.

L'agente del modellamento originario di questa superficie « iniziale » non è direttamente riconoscibile; la sua estensione sembra però suggerire che essa sia legata al ruscellamento diffuso (*glacis*) e quindi indicativo di condizioni climatiche caratterizzate da scarse precipitazioni e

Il fatto che la superficie di erosione (S) tronchi il substrato a diversi livelli testimonia l'esistenza di una discordanza angolare (vedi 4.3.) tra il substrato ed i sedimenti fluviali sovrastanti, indicativa della storia deformazionale precedente al modellamento della superficie. L'intervallo di tempo in cui si è verificata la realizzazione della superficie di erosione è compreso, come termini massimi, tra l'età dei sedimenti « villafranchiani » più recenti (riferibili, vedi 4.3., al Pleistocene inferiore) e l'età del paleosuolo conservato in corrispondenza di essa (riferibile alla parte inferiore del Pleistocene medio) e la cui formazione è da considerare iniziata contemporaneamente al modellamento della superficie stessa.

La superficie di erosione areale appare nell'area dell'altopiano troncata a sua volta dalla superficie di erosione poligenica (*a* e *b* in fig. 30) che segna la base dei

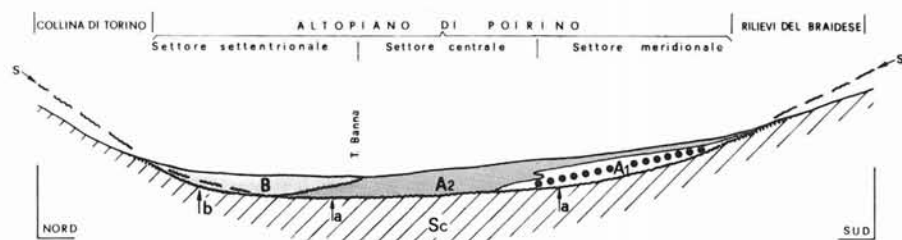


FIG. 30 - Schema dei rapporti stratigrafici. Il substrato « villafranchiano » (Sc) appare troncato dalla superficie di erosione areale S; le superfici attuali dei Rilievi del Braidese e della Collina di Torino sono legate al rimodellamento di questa superficie sensibilmente deformata e conservano solo nelle aree al margine dell'altopiano il paleosuolo molto evoluto (indicato con un righeggiato verticale) che caratterizzava la su-

perficie originaria. Nell'area corrispondente all'altopiano questa superficie appare a sua volta troncata dalla superficie di erosione cronologicamente poligenica (indicata con *a* e *b*) che segna la base dei sedimenti fluviali dei due Complessi A e B: questi depositi appaiono blandamente deformati (mostrando una debole inclinazione verso NNW nei Settori Meridionale e Centrale e verso SSW in quello Settentrionale).

condizioni di scarsa attività geodinamica. Circa l'entità dei fenomeni erosivi connessi con la formazione di questo *glacis* si può osservare come nell'area dell'altopiano questi hanno consentito la conservazione di un notevole spessore di sedimenti « villafranchiani »; nei rilievi collinari adiacenti invece questi fenomeni sembrano aver provocato una loro asportazione molto più sensibile: il fatto che attualmente questi depositi si rastremano come potenza verso E e verso S e SE (nei Rilievi rispettivamente dell'Astigiano e del Braidese) e addirittura si annullino verso N (nel Rilievo della Collina di Torino) è in parte verosimilmente legato alla loro distribuzione primaria ed in parte da mettere in relazione con l'evoluzione successiva. Ne consegue che la superficie di erosione (S) tronca il substrato a diversi livelli, più profondi nelle aree maggiormente rilevate (e quindi complessivamente più deformate) e più alti nelle aree meno rilevate⁽²⁶⁾: fa eccezione solo l'area corrispondente ai Rilievi dell'Astigiano in cui questa troncatura è stata sensibile in quanto in un primo tempo ha rappresentato un settore rilevato nell'ambito dei rilievi collinari ed ora appare invece come un settore depresso in quanto interessato da un successivo abbassamento relativo (ALESSIO & alii, 1982).

(26) La corrispondenza che si osserva in genere tra le aree sede di più intensa deformazione e quelle in cui si è verificata la maggiore troncatura del substrato suggerisce, come si vedrà più dettagliatamente in seguito, che l'attività tettonica pleistocenica abbia avuto già dal suo inizio lo stesso carattere differenziale.

sovrastanti sedimenti fluviali: la loro deposizione è stata infatti pure preceduta e accompagnata da fenomeni erosivi a prevalente carattere orizzontale, responsabili della asportazione generalizzata e più o meno completa (localmente sono infatti conservati gli orizzonti più profondi) del paleosuolo che la caratterizzava. Questa superficie di erosione appare invece parzialmente conservata anche se visibilmente rimodellata nell'area sviluppata a SE dell'altopiano (circostante l'abitato di Montà): qui si osserva che una propaggine della successiva superficie di modellamento fluviale appare « incastrata » in un'ampia incisione entro il substrato « villafranchiano » indicando che l'evoluzione posteriore è consistita in fenomeni erosivi a prevalente componente verticale e quindi limitati a determinate direttrici; ne consegue che nelle aree rilevate comprese tra queste direttrici il paleosuolo è conservato pressoché per l'intero spessore.

La tracce della pedogenesi sviluppatasi sul substrato « villafranchiano » sono anche riconoscibili nei depositi fluviali che costituiscono in superficie i Settori Meridionale e Centrale dell'altopiano: entro i depositi limosi dell'Unità A₂ sono infatti presenti localmente tasche di modeste dimensioni di sedimenti di suolo (*c* in carta) derivati dal colluvionamento di paleosuoli analoghi a quelli conservati in posto sul substrato nei Rilievi del Braidese.

Mentre, come si è visto, non si può ricostruire nel dettaglio l'evoluzione morfologica precedente e contemporanea al modellamento della superficie di erosione areale

S, l'evoluzione successiva è invece distintamente riconoscibile, soprattutto nell'area dell'altopiano, in quanto è possibile ricostruire la distribuzione originaria dei diversi complessi di sedimenti fluviali e delle tracce di drenaggio corrispondenti. Come si è visto, nei sedimenti fluviali, caratterizzati da una differente distribuzione e da una diversa evoluzione pedologica, sono distinguibili due *Complessi* (A e B) succedutisi nel tempo. I sedimenti del *Complesso A* costituiscono in superficie sia i Settori Meridionali e Centrale dell'altopiano e la propaggine sud-orientale di quest'ultimo (svilupata a W dell'abitato di Montà) (in queste aree sono rappresentati dai depositi ghiaioso-sabbiosi dell'Unità A₁ e dai depositi limoso-argillosi dell'Unità A₂), sia l'area corrispondente al versante meridionale del Rilievo della Collina di Torino. Il *Complesso B*, rappresentato da depositi limoso-sabbiosi, costituisce in superficie il Settore Settentrionale dell'altopiano. Come si è detto i sedimenti di entrambi i complessi mostrano di continuare verso E nei Rilievi dell'Astigiano (VALPREDÀ, ined.) dove sono conservati in lembi isolati a costituire una serie di superfici terrazzate sviluppate a quota in genere più bassa rispetto all'altopiano: fanno eccezione, come si è detto (cf. 4.3.), solo quelli ghiaiosi dell'Unità A₁ che, essendo distribuiti più a Sud al limite con i Rilievi del Braidese, appaiono verosimilmente troncati verso E dall'erosione.

Circa il drenaggio a cui questi sedimenti possono nel loro insieme venire collegati, si può dire che esso doveva corrispondere ad uno o più corsi d'acqua di portata elevata che provenivano dal bacino piemontese meridionale (ossia da SW) e drenavano verso l'area astigiana (ossia verso E): questo andamento è suggerito dalla natura litologica dei sedimenti ghiaiosi dell'Unità A₁ (indicativa della loro provenienza dal bacino piemontese meridionale), dalla distribuzione dei sedimenti limosi e dei relitti di meandri ad essi associati (che mostrando di continuare nei Rilievi dell'Astigiano suggerisce il deflusso verso quest'area) ed infine dalle caratteristiche di questi relitti (FORNO, 1980) che, mostrando un raggio di curvatura attorno al chilometro ed una geometria con le concavità in genere rivolte verso N e verso S, sono indicative di un sistema idrografico caratterizzato da elevate portate ad andamento circa E-W). In accordo con questi dati è pure l'assetto morfologico dell'intero settore piemontese: questo suggerisce, come prospettato da CARRARO (1976), che lo smaltimento del deflusso del bacino piemontese meridionale non potesse avvenire « in epoca prewürmiana » a N del Rilievo della Collina di Torino, ma avvenisse a S di esso. Mentre infatti a N di questo rilievo sono osservabili (per quel che riguarda il prewürmiano) solo tracce del drenaggio legato unicamente al bacino piemontese settentrionale, la morfologia, debolmente ondulata, della fascia corrispondente all'Altopiano di Poirino, ai Rilievi dell'Astigiano ed all'Altopiano di Alessandria suggerisce che essa costituisse l'antico settore di raccordo tra il bacino piemontese meridionale e quello padano centrale.

Analizzando più in dettaglio l'evoluzione di questo drenaggio essa sembra essere sensibilmente variata nel

tempo. Durante la sedimentazione del *Complesso A*, caratterizzato da un paleosuolo evoluto e riferibile alla parte superiore del Pleistocene medio (cf. 4.3.), si può ipotizzare che il bacino piemontese meridionale fosse drenato da due collettori principali, responsabili della deposizione delle due distinte fasce in cui attualmente sono conservati questi depositi fluviali⁽²⁷⁾: il *collettore settentrionale* defluiva attraverso l'area corrispondente all'attuale versante meridionale del Rilievo della Collina di Torino e quello *meridionale* attraverso l'area corrispondente agli attuali Settori Meridionale e Centrale dell'altopiano (fig. 31 a). L'esistenza di questi due distinti corsi d'acqua è testimoniata sia dalla differente natura litologica delle intercalazioni ghiaiose affioranti nelle due aree, sia dal fatto che si può riconoscere come i sedimenti costituenti le due fasce siano legati a due corsi d'acqua che migravano (cf. nota 15) in senso opposto: infatti si può osservare come nell'area settentrionale la litologia dei sedimenti ghiaiosi del *Complesso A* (attualmente in corso di studio) sia rappresentativa della porzione settentrionale del bacino piemontese meridionale (prevalenza di pietre verdi, presenza subordinata di quarziti, gneiss, ecc.), indicando il passaggio del collettore settentrionale di questo bacino (fig. 31 a); nell'area meridionale la litologia degli stessi sedimenti è invece riferibile alla porzione meridionale del bacino (prevalenza di quarziti e quarziti conglomeratiche) indicando il deflusso del collettore meridionale. A suggerire il verso opposto della migrazione di questi due corsi d'acqua valgono le seguenti osservazioni. I sedimenti del *Complesso A*, legati al collettore settentrionale, mostrano una evoluzione pedologica via via meno marcata da Nord verso Sud; allo stesso modo i relitti di meandri, che in quest'area appaiono (nel loro modellamento primario) profondamente incisi nel substrato, sono disposti, spostandosi verso Sud, secondo una serie di superfici terrazzate via via a quota più bassa e mostrano nello stesso senso un grado di conservazione crescente: queste caratteristiche (insieme a quelle indicate più avanti) suggeriscono che il corso d'acqua settentrionale sia migrato da Nord verso Sud. Al contrario i sedimenti del *Complesso A* legati al collettore meridionale mostrano una evoluzione pedologica decrescente da Sud verso Nord ed i relitti di meandri appaiono nello stesso senso disposti secondo fasce a quota progressivamente più bassa ed appaiono via via meglio conservati: si può pertanto supporre che il corso d'acqua meridionale migrasse in senso opposto al precedente, ossia da Sud verso Nord, e che quindi i due collettori si avvicinassero progressivamente. Questa migrazione in senso opposto è anche suggerita dall'andamento del reticolato idrografico affluente evolutosi durante la migrazione di questi corsi d'acqua, nei settori via via abbandonati: il suo andamento (verso Sud nell'area settentrionale e verso Nord in quella meridionale) presuppone infatti che queste aree assumessero via via l'inclinazione, in senso opposto, responsabile dell'avvicinamento dei due collettori.

Riferendoci più in particolare all'area di distribuzione del *Complesso A* (parte superiore del Pleistocene medio)

(27) Le aree in cui questi sedimenti sono attualmente conservati corrispondono a due distinte aree primarie di distribuzione.

conservata nell'altopiano, ossia ai settori attraverso i quali è defluito il collettore meridionale, si osserva che i depositi ghiaioso-sabbiosi dell'Unità A₁ sono presenti solo nel Settore Meridionale dell'altopiano mentre quelli limoso-argillosi dell'Unità A₂ sono presenti oltre che in questo settore (al di sopra dei sedimenti ghiaiosi) anche in quello Centrale: questa situazione indica che, durante la parte superiore del Pleistocene medio, è avvenuta la migrazione verso N del collettore meridionale accompagnata da una sensibile diminuzione della velocità della corrente. L'ipotesi che questa evoluzione (fig. 31 b) sia stata provocata, come si è detto in precedenza, da cause tettoniche è avvalorata dall'osservazione che essa presuppone una variazione della geometria della superficie su cui era impostato il collettore meridionale (variazione quindi sicuramente di origine tettonica): durante la sedimentazione del *Complesso A* questa superficie doveva infatti essere inclinata debolmente verso E, secondo la direzione del deflusso, e gradualmente subire la deformazione massima al margine meridionale dell'altopiano (deformazione corrispondente all'inizio della realizzazione della sinclinale).

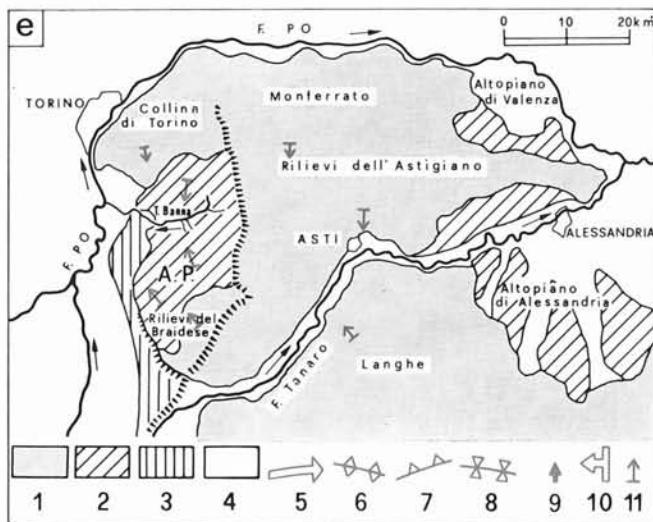
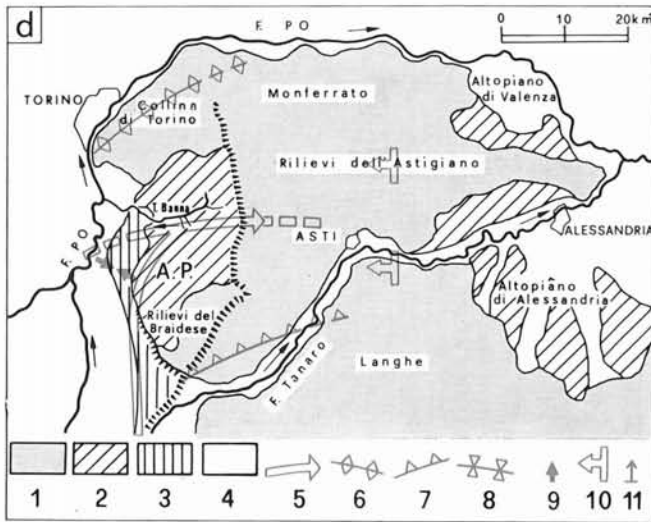
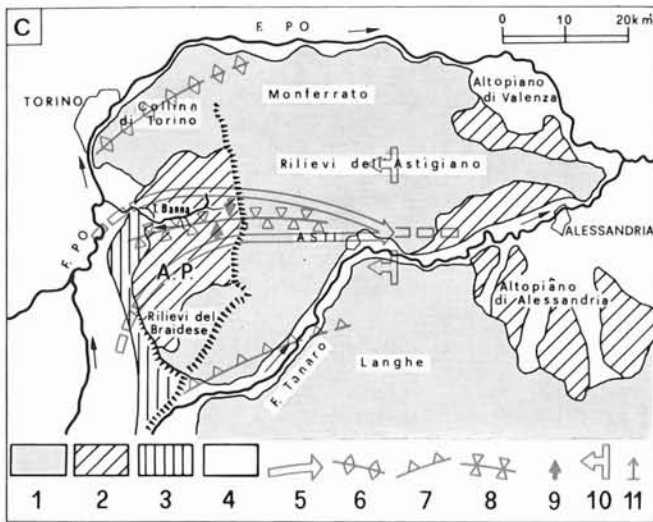
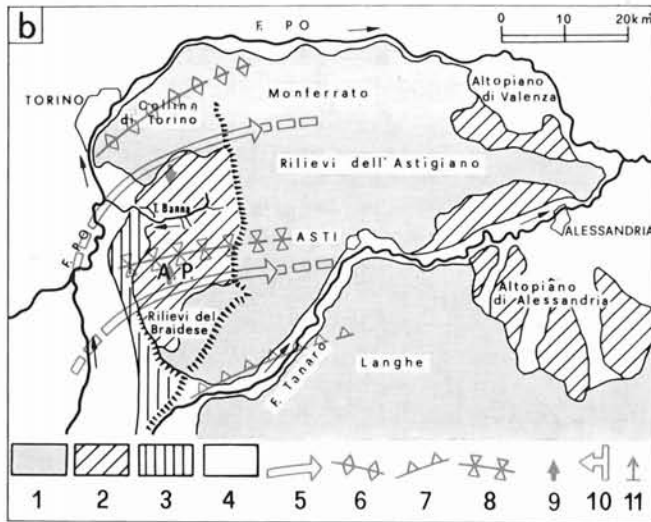
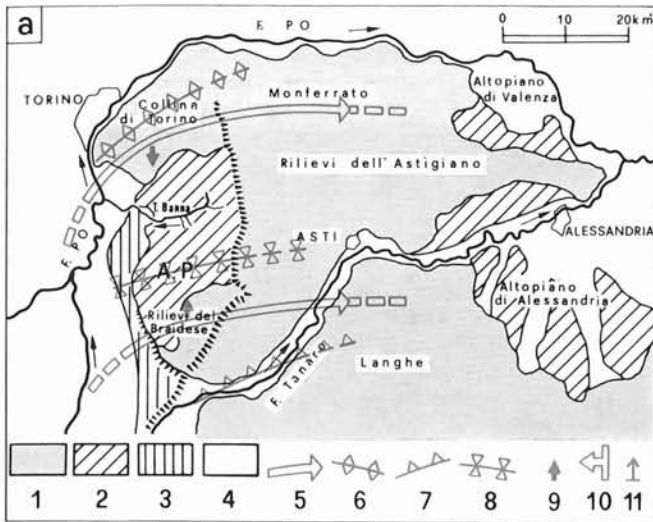
I Settori Meridionale e Centrale, che costituiscono il fianco meridionale di questa struttura, mostrano attualmente una inclinazione rispettivamente dell'1,5 % verso NW e dell'1 % verso NNW. Mentre la componente verso W dell'inclinazione attuale è di origine solo recente (cf. 5.) (ed ha comportato l'abbandono dell'altopiano da parte del sistema di drenaggio del bacino piemontese meridionale), la componente verso N si è determinata in parte durante la migrazione del collettore meridionale ed è la responsabile (oltre che della migrazione prima descritta) dell'instaurarsi del reticolato affluente con direzione verso Nord. Questo reticolato aveva un andamento diverso da quello attuale: le sue tracce appaiono distintamente riconoscibili in depressioni relitte sviluppate a quota paragonabile rispetto alla superficie dell'altopiano, in quanto incise molto debolmente nei sedimenti del *Complesso A*, il cui allineamento è circa N-S: queste depressioni sono impostate in corrispondenza di alcuni tratti di relitti di meandri con direzione analoga. Il fatto che questo reticolato si sia impostato durante la sedimentazione del *Complesso A* (e non sia invece posteriore) è suggerito da un lato dal fatto che appare inciso assai debolmente in questi sedimenti, a differenza di quello attuale che è invece molto più inciso, e dall'altro lato dal fatto che esso risulta precedente (come suggerito dalla sua orientazione) all'instaurarsi dell'attuale inclinazione verso NW e NNW dei Settori Meridionale e Centrale dell'altopiano. All'instaurarsi di questa inclinazione (riferibile come si vedrà in seguito al Pleistocene superiore) è invece imputabile la configurazione del reticolato attuale: quest'ultimo, con andamento verso NW nel Settore Settentrionale e verso NNW in quello Centrale, appare come si è detto notevolmente più inciso ed ha solo in parte riutilizzato l'antico andamento verso N.

Circa la causa della diminuzione di granulometria dei sedimenti del *Complesso A* legati al collettore meridionale

si può dire che, mentre la natura grossolana dei sedimenti dell'Unità A₁ sembra imputabile secondo ogni evidenza al tipo di condizioni climatiche, in quanto carattere generalizzato almeno a tutta la pianura piemontese (ALLANSON & alii, 1981), la natura più fine dei sedimenti dell'Unità A₂, come pure di quelli del *Complesso B*, data la loro distribuzione localizzata, sembra essere legata ad una diminuzione locale nella velocità del corso d'acqua e quindi imputabile prevalentemente a cause di natura tettonica. A conferma di questa interpretazione vale l'osservazione che nell'area sviluppata a SE dell'altopiano (area attorno a Montà) e nei Rilievi dell'Astigiano i sedimenti limosi sono ospitati entro solchi sensibilmente incisi nel substrato (mentre nel resto dell'altopiano essi rivestono il substrato in modo continuo): l'approfondimento che ha interessato i corsi d'acqua nei settori posti a SE ed a E dell'altopiano documenta infatti un sollevamento differenziale di queste aree, principale responsabile della diminuzione di velocità del collettore meridionale. Il fatto che la formazione di un rilievo nel settore sviluppato a SE dell'altopiano sia avvenuta pressoché totalmente durante la deposizione del *Complesso A* (e non sia invece precedente) è suggerito dalla distribuzione dei sedimenti limosi entro i solchi incisi nel substrato. Più in particolare, nel solco in cui è attualmente impostata la testata del T. Rioverde i sedimenti del *Complesso A* sono conservati solo sul versante rivolto a NE ed appaiono deposti, considerando via via quelli più recenti, a quota progressivamente più bassa e spostati gradualmente verso NE (v. profilo C-C' in tav. 2): questa situazione (vedi nota 24) suggerisce che durante la loro deposizione il reticolato si sia approfondito e sia migrato in questa direzione, come conseguenza appunto della contemporanea deformazione.

L'evoluzione avvenuta durante la deposizione del *Complesso A*, responsabile, come si è visto, del progressivo avvicinamento dei due collettori del drenaggio, ha fatto sì che, durante la deposizione del *Complesso B*, riferibile al Pleistocene superiore, essi confluissero nell'area corrispondente al Settore Settentrionale dell'altopiano (fig. 31 c): l'andamento di questi collettori a monte della confluenza è riconoscibile solo per il collettore meridionale, che defluiva attraverso l'area corrispondente all'incisione del « paleo-Tanaro » (sviluppato al margine occidentale dell'altopiano), mentre per il collettore settentrionale esso è stato completamente cancellato dalla deposizione di sedimenti alluvionali più recenti.

Per i depositi che costituiscono il letto del « paleo-Tanaro » era già stato riconosciuto da diversi Autori il legame con il settore meridionale del bacino piemontese meridionale (CASTIGLIONI G. B., 1979, fig. 8.14) in base sia alla direzione del paleoalveo sia alla natura litologica dei sedimenti ghiaiosi in esso affioranti al di sotto di quelli limosi (caratterizzata dalla netta prevalenza di « anageniti »): questo corso d'acqua veniva considerato come un affluente del collettore del bacino piemontese meridionale nel suo andamento attuale (F. Po). Dalla ricostruzione esposta nelle pagine precedenti ri-



1) area corrispondente attualmente ai rilievi collinari piemontesi; 2) area corrispondente attualmente agli altipiani; 3) area corrispondente alla depressione del « paleo-Tanaro »; 4) area corrispondente all'attuale pianura alluvionale; 5) andamento dei collettori principali del drenaggio; 6) struttura anticlinale; 7) struttura monoclinale; 8) struttura sinclinale; 9) direzione di migrazione dei collettori del drenaggio; 10) sollevamento differenziale (la freccia è rivolta verso l'area meno sollevata); 11) giacitura attuale (l'inclinazione è inversamente proporzionale alla lunghezza delle frecce). a) - b) Durante la deposizione dei sedimenti del *Complesso A* (parte superiore del Pleistocene medio) il drenaggio era costituito da un collettore settentrionale, che defluiva (verso E) attraverso l'area corrispondente al Rilievo della Collina di Torino, e da un collettore meridionale che defluiva verso E attraverso l'area corrispondente ai Settori Meridionale (a) e Centrale (b) dell'Altopiano di Poirino; a causa della progressiva formazione dell'anticlinale della Collina di Torino e della monoclinale delle Langhe, i due collettori migravano in senso opposto avvicinandosi. c) - d) Durante la deposizione dei sedimenti del *Complesso B* (Pleistocene superiore) i due collettori si riunivano in un unico corso d'acqua; dapprima la confluenza avveniva nell'area astigiana (c) e quindi nell'area corrispondente all'Altopiano di Poirino (d); la contemporanea deformazione del margine orientale dell'altopiano è responsabile del radicale cambiamento a cui è legata l'organizzazione attuale. e) Il drenaggio attuale è costituito da un collettore settentrionale, che defluisce (verso E) a N del rilievo della Collina di Torino (F. Po) e da un collettore meridionale, che defluisce (verso E) a S dei Rilievi del Braidese (F. Tanaro). Il reticolato che drena attualmente l'Altopiano di Poirino (T. Banna) defluisce verso W nel F. Po.

FIG. 31 - Ricostruzione dell'organizzazione del drenaggio del bacino piemontese meridionale durante la parte superiore del Pleistocene medio (a - b) e durante parte del Pleistocene superiore (c - d) e organizzazione attuale (e).

sulta invece come questo rappresenti un affluente di questo collettore nel suo andamento (ora abbandonato) attraverso l'area corrispondente all'attuale Settore Settentrionale dell'altopiano.

Per i depositi del *Complesso B* che costituiscono il Settore Settentrionale dell'altopiano il legame con entrambi i collettori è suggerita da un insieme di osservazioni. Il deflusso attraverso quest'area del collettore settentrionale è suggerito dal fatto che quest'ultimo, migrando progressivamente verso Sud dall'area corrispondente al Rilievo della Collina di Torino (dove scorreva come si è detto durante la deposizione del *Complesso A*), deve aver raggiunto la posizione più depressa (corrispondente all'area in cui scorre attualmente il T. Banna) prima di subire la diversione responsabile del suo attuale andamento a Nord del rilievo collinare. Il fatto che nel collettore settentrionale confluiva anche quello meridionale è suggerito dalla continuità spaziale e dalla corrispondenza altimetrica che mostrano i sedimenti costituenti il Settore Settentrionale dell'altopiano con quelli costituenti il sopracitato « paleoalveo »; questa situazione trova riscontro anche nell'area posta immediatamente ad E dell'altopiano corrispondente ai Rilievi dell'Astigiano (VALPREDA, ined.) dove i sedimenti del *Complesso B* mostrano di costituire un'unica fascia ristretta legata quindi in un solo corso d'acqua. Questa confluenza, che durante la deposizione del *Complesso A* avveniva ad E dell'area corrispondente all'altopiano di Poirino, mostra quindi di essere progressivamente migrata da E (ossia da valle) verso W (ossia verso monte), fino ad ubicarsi, durante la deposizione del *Complesso B*, nell'area corrispondente all'attuale margine occidentale dell'altopiano (fig. 31 d) (in quest'area infatti come si è detto i sedimenti costituenti il letto del « paleo-Tanaro » si raccordano con quelli costituenti il Settore Settentrionale dell'altopiano indicando che la confluenza aveva sicuramente raggiunto questa posizione).

Anche durante la deposizione del *Complesso B* (riferibile come si è detto al Pleistocene superiore) il sistema idrografico che defluiva attraverso l'altopiano mostra di essere variato nel tempo: la presenza dei depositi riferibili a questo complesso in tutto il Settore Settentrionale suggerisce infatti che il collettore settentrionale sia progressivamente migrato dal settore collinare (nel quale scorreva durante il Pleistocene medio) all'area più depressa attraverso la quale scorre attualmente il T. Banna. Questa migrazione mostra di essere collegabile geneticamente con la realizzazione della debole inclinazione verso Sud dell'area corrispondente al Settore Settentrionale dell'altopiano (la cui inclinazione attuale è dello 0,3 % verso SSW): contemporaneamente in questo settore si è infatti formato un reticolato affluente drenante verso Sud, ora in parte sostituito dal reticolato attuale drenante verso SSW. Il collettore meridionale, invece, sempre durante la deposizione del *Complesso B*, mostra di essersi approfondito sensibilmente nei sedimenti del *Complesso A*: il letto del « paleo-Tanaro » appare infatti molto inciso (fino a circa 60 m) e l'incisione diventa progressivamente meno profonda spostandoci verso Nord); questo

fatto suggerisce che in questo lasso di tempo sia proseguita la deformazione dell'area corrispondente al margine meridionale dell'altopiano iniziata in precedenza.

Infine, il fatto che la confluenza tra i due collettori sia migrata da E verso W e che la natura dei sedimenti fluviali del *Complesso B* costituenti il Settore Settentrionale sia limoso-sabbioso (ossia indicativa del permanere delle difficoltà di deflusso realizzatesi in precedenza) suggerisce il proseguire del sollevamento dell'area orientale: in accordo con questo sollevamento si osserva che nell'area corrispondente ai Rilievi dell'Astigiano (VALPREDA, ined.) i sedimenti di questo complesso costituiscono due superfici terrazzate. La natura leggermente più grossolana (depositi essenzialmente sabbiosi) dei sedimenti costituenti il letto del « paleo-Tanaro » suggerisce che le difficoltà di deflusso si smorzassero via via verso SW.

In un momento successivo, compreso entro il Pleistocene superiore, si sono verificati i fenomeni di diversione che hanno portato ad un radicale cambiamento di percorso dei due collettori del bacino piemontese meridionale fino ad assumere l'andamento attuale (fig. 31 e): i collettori del drenaggio attuale sono rappresentati dal F. Po (che scorre a Nord del Rilievo della Collina di Torino) e dal F. Tanaro (che scorre a Sud dell'altopiano). Circa la cronologia relativa dei due eventi, i dati finora raccolti consentono soltanto di dire che essi non sono avvenuti in momenti molto lontani tra loro. Le cause di questi eventi sono da ricercarsi secondo ogni evidenza nella formazione di una flessura ad andamento N-S, al margine orientale dell'altopiano, e NE-SW, al margine sudorientale dei Rilievi del Braidese (cf. 5.): la formazione di questa struttura ha fatto sì che i sedimenti fluviali di entrambi i *Complessi A* e *B* costituenti l'area corrispondente all'altopiano, originariamente in continuità con quelli costituenti in superficie i Rilievi dell'Astigiano, appaiano attualmente separati da questi ultimi da una profonda scarpata (« scarpata orientale » in fig. 1) e conservati a quota maggiore (il dislivello è variabile tra 60 e 100 m).

La realizzazione della flessura è stata accompagnata da una sensibile evoluzione morfologica dell'area corrispondente all'altopiano e delle aree adiacenti. Più in particolare il sollevamento differenziale del settore orientale dell'area attualmente corrispondente all'altopiano ha fatto sì che la struttura sinclinale assumesse l'attuale immersione verso W (visibile dall'andamento delle giaciture in fig. 31 e) con la conseguenza che il collettore principale del drenaggio, prima defluente verso E (oltre ad avere un radicale cambiamento nelle dimensioni del bacino di alimentazione) assumesse l'attuale direzione di flusso verso W (T. Banna): il reticolato affluente, fino a questo momento drenante verso S nel Settore Settentrionale e verso N in quelli Meridionale e Centrale, ha assunto conseguentemente l'andamento attuale rispettivamente verso SSW (nel Settore Settentrionale), verso NNW (nel Settore Centrale) e verso NW (nel Settore Meridionale) ed è divenuto nel contempo affluente di un corso d'acqua di dimensioni molto inferiori.

La deformazione del margine sudorientale ha inoltre provocato il forte rimodellamento, da parte dell'attuale reticolato idrografico, della porzione sudorientale dell'altopiano: a questo fenomeno sono legati l'asportazione generalizzata in questo settore dei sedimenti fluviali (ed in particolare anche l'ipotizzata troncatura verso E dei sedimenti ghiaiosi dell'Unità A₁) e la forte reincisione dei relitti di meandri.

L'evoluzione di questa struttura, essendo accompagnata da un arretramento verso W e NW delle scarpate che ne rappresentano l'espressione morfologica (corrispondenti quindi a scarpate di « fascia di flessura » - cf. 5.), ha provocato inoltre nell'area immediatamente a E e SE delle scarpate attuali, una intensa erosione: questa è riconoscibile nella formazione di valli molto incise e nella diffusione dei fenomeni franosi; i corsi d'acqua che drenano l'altopiano nascendo in prossimità del suo margine orientale appaiono inoltre diffusamente decapitati, in relazione all'arretramento della scarpata.

Questo tentativo di ricostruzione dell'evoluzione dell'area corrispondente all'Altopiano di Poirino permette di riconoscere dettagliatamente la successione di eventi, di modellamento e tettonici, che hanno interessato quest'area nella parte superiore del Pleistocene medio ed in quello superiore: questa ricostruzione è basata essenzialmente sul riconoscimento della natura fluviale e dell'età recente del modellamento di questo settore e sul fatto che contemporaneamente e posteriormente ad esso si è verificata una apprezzabile deformazione, seguita ad una più antica.

Per evidenziare i progressi fatti in questi ultimi anni, in funzione della realizzazione della Carta Neotettonica d'Italia, nella ricostruzione dell'evoluzione recente del settore piemontese, è sufficiente ricordare che l'interpretazione proposta fino a qualche anno fa per l'area corrispondente all'altopiano indicava un'età « villafranchiana » per il modellamento di quest'area e riferiva l'attività tettonica responsabile dell'assetto attualmente all'intervallo precedente a tale modellamento.

L'importanza del riconoscimento della deformazione recente, seppure blanda, dell'area corrispondente all'altopiano, non ha solo importanza locale, ma rappresenta uno dei primi approcci al riconoscimento che anche nei rilievi collinari adiacenti è avvenuta, accanto ad una deformazione più antica, una deformazione contemporanea a quella che ha interessato l'altopiano e molto più sensibile; bisogna ricordare come finora la deformazione di queste aree fosse considerata totalmente di età mio-pliocenica. Sulla base dei metodi di studio utilizzati nell'altopiano, anche nei settori collinari si sta infatti riconoscendo la presenza generalizzata di relitti di superfici di modellamento fluviale, riferibili allo stesso intervallo di tempo, interessate da una contemporanea e successiva deformazione: dal punto di vista dell'evoluzione recente la presenza di questi relitti in queste aree sensibilmente rilevate, in cui si è quindi verificata una sensibile deformazione posteriore alla deposizione dei sedimenti fluviali, è ancora più significativa della sua conservazione nell'area dell'altopiano.

BIBLIOGRAFIA

- ALESSIO M., ALLEGRI L., AMBROSETTI P., BELLA F., BELLUOMINI G., CALDERONI G., CARRARO F., CHARRIER G., CORTESI C., ESU D., FORNO M. G., IMPROTA S., MANFRA L. & PETRONE V. (1982) - *Il giacimento fossilifero pleistocenico superiore di Moncucco Torinese*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., 5 (1).
- ALLASON B., CARRARO F., GHIBAUDO G., PAGANELLI A. & RICCI B. (1981) - *Prove palinologiche dell'età pleistocenica inferiore dei depositi « villafranchiani » in Piemonte*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., 4, 9-17.
- ANSELMO V. & TROPEANO D. (1978) - *Eventi alluvionali nel bacino del T. Banna (Torino) con speciale riferimento alla piena del 19 febbraio 1972*. Boll. Ass. Min. Subalp., 15, 473-503.
- AIQUA (1982) - *Relazione sul Convegno di Isernia (29 settembre - 2 ottobre 1980)*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., 5 (1).
- BORTOLAMI G. C., CARRARO F., CREMA C., PETRUCCI F., SACCHI R., STURANI C. & TAGLIAVINI S. (1969) - *Foglio 68 « Carmagnola » della Carta Geologica d'Italia*. II ed., Serv. Geol. It., Roma.
- CARRARO F. (1976) - *Diversione pleistocenica nel deflusso del bacino piemontese meridionale: un'ipotesi di lavoro*. Gr. St. Quat. Pad., 3, 89-100.
- CARRARO F., PETRUCCI F. & TAGLIAVINI S. (1969) - *Note illustrative del Foglio 68 « Carmagnola » della Carta Geologica d'Italia*. II ed., Serv. Geol. It., Roma.
- CARRARO F. & PETRUCCI F. (1969) - *Carte géologique de la plaine du Piémont*. Atti VIII Congr. INQUA, Paris, 1969.
- CARRARO F., BORTOLAMI G. C., CAMPANINO F., CLARI P. A., FORNO M. G., FERRERO E., GHIBAUDO G., MASO V. & RICCI B. (1978) - *Dati preliminari sulla neotettonica dei Fogli 56 (Torino), 68 (Carmagnola) e 80 (Cuneo)*, in: Contributi preliminari alla realizzazione della Carta Neotettonica d'Italia (149-180). CNR, Progetto Finalizzato Geodinamica.
- CARRARO F. & FORNO M. G. in *Carte Géologique de France au 1/250.000. Feuille Annecy (1980)* - B. R. G. M.
- CARRARO F. & FORNO M. G. in *Carte Géologique de France au 1/250.000. Feuille Gap (1980)* - B. R. G. M.
- CARRARO F., FORNO M. G. & RICCI B. (1980) - *Ricostruzione preliminare dell'evoluzione plio-pleistocenica dell'area corrispondente ai rilievi delle Langhe, del Monferrato e della Collina torinese*. In: contributi per la realizzazione della Carta Neotettonica d'Italia, 315-358. CNR, Progetto Finalizzato Geodinamica.
- CARRARO F. & FORNI L. (in corso di stampa) - *Geological aspects of drainage evolution*. Geojournal.
- CARRARO F., FORNI L. & FORNO M. G. (in corso di stampa) - *Rapporti tra evoluzione geodinamica recente e sviluppo del reticolato idrografico: una applicazione al bacino del T. Banna (Torino)*. Geogr. Fis. Dinam. Quat.
- CASTIGLIONI B. (1936) - *Terrazze di diversione*. Compt. Rend. Congr. Int. Géogr. Varsovie (1934), 2, sect. 2, 606-612.
- CASTIGLIONI G. B. (1979) - *Geomorfologia*. Utet, Torino, 436 pp.
- DE MORTILLET M. G. (1864) - *L'époque quaternaire dans la vallée du Pô*. Bull. Soc. Géol. France, ser. 2, 22, 138-151.
- FAIRBRIDGE R. W. (1968) - *The Encyclopedia of Geomorphology*. Reinhold Book Corp., New York, 1295 pp.
- FORNO M. G. (1979) - *Il « loess » della Collina di Torino: revisione della sua distribuzione e della sua interpretazione genetica e cronologica*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., 2, 105-124.
- FORNO M. G. (1980) - *Evidenza di un drenaggio abbandonato nel settore settentrionale dell'Altopiano di Poirino*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., 3, 61-65.
- GABERT P. (1962) - *Les plaines occidentales du Pô et leurs piedmonts*. Impr. Louis Jean, Gap, 531 pp.
- GASTALDI B. (1865) - *Sulla rievacuazione dei Bacini lacustri per opera degli antichi Ghiacciai*. Mem. Soc. It. Sc. Nat. Torino, 1.
- GRUPPO DI STUDIO DEL QUATERNARIO PADANO (1976) - *Studio interdisciplinare del « rilievo isolato » di Trino (bassa pianura vercellese, Piemonte)*. Gr. St. Quat. Pad., 3, 161-253.

- MARAGA F. (1978) - *Fotointerpretazione applicata allo studio degli allagamenti nei dintorni di Carmagnola (Piemonte). Eventi del febbraio 1972 e del febbraio 1974.* Boll. Ass. Min. Subalp., 15, 151-181.
- PARETO L. (1865) - *Sur les subdivisions que l'on pourrait établir dans les terrains de l'Apennin septentrionale.* Bull. Soc. Géol. France, 22, 210-277.
- PARONA C. F. (1907) - *A proposito dei resti di un elefante (El. Primigenius BLUM.) scoperto in un deposito quaternario della Collina di Torino.* Atti Congr. Nat. It. (Milano, 15-19 Sett. 1906), 3-8.
- PARONA C. F. (1935) - *Il Piemonte ed i suoi paesaggi. Impressioni e riflessioni geologiche.* G. B. Paravia & C., Torino, 171 pp.
- PETRUCCI F. & TAGLIAVINI S. (1968) - *Considerazioni geomorfologiche sul settore occidentale del bacino fluvio-lacustre villafranchiano di Villafranca d'Asti.* L'Ateneo parmense, 4, 1-32.
- PREVER P. L. (1907) - *I terreni quaternari della Valle del Po dalle Alpi Marittime alle Graie.* Boll. Soc. Geol. It., 26, 523-556.
- SACCO F. (1887) - *I terreni quaternari della Collina di Torino.* Atti Soc. It. Sc. Nat., 31, 289-398.
- SACCO F. (1889) - *I colli braidesi.* Ann. R. Acc. Agric. Torino, 31, 147-166.
- SACCO F. (1889-90) - *Il bacino terziario e quaternario del Piemonte.* Tip. Bernardoni, Milano, 936 pp.
- SACCO F. (1912) - *Geoidrologia dei pozzi profondi della Valle Padana. Parte I.* Ann. R. Acc. Agric. Torino, 54, 1-387.
- SACCO F. (1917) - *L'evoluzione del F. Tanaro durante l'era Quaternaria.* Atti Soc. It. Sc. Nat., 56, 157-178.
- SACCO F. (1924) - *Geoidrologia dei pozzi profondi della Valle Padana.* Istituto Poligr. dello Stato, Roma, Min. LL.PP. Serv. Idrog. Po, 1-180.
- SACCO F. (1933) - *Geoidrologia dei pozzi profondi della Valle Padana.* Istit. Poligr. dello Stato, Roma, Min. LL.PP. Serv. Idrog. Po, 1-532.
- SACCO F. (1935) - *Note illustrative della Carta geologica d'Italia alla scala 1:100.000. Fogli di Torino, Vercelli, Mortara, Carmagnola, Asti, Alessandria, Cuneo, Ceva, Genova N e Voghera O, costituenti il bacino terziario del Piemonte.* Min. Corp. R. Uff. Geol. Roma, 85 pp.
- SACCO F. (1941) - *Il terrazzamento delle fucine padane a monte di Torino.* Ann. Acc. Agric. Torino, 85, 87-97.
- SACCO F., STELLA A. & FRANCHI S. (1924) - *Foglio 68 «Carmagnola» della Carta geologica d'Italia.* I ed., R. Uff. Geol. It., Roma.
- SOCIN C. (1954) - *Panorama morfologico e geologico del Piemonte.* Pubbl. Ist. Geol. Univ. Torino, 3, 59-82.
- STEFANI A. (in preparazione) - *Il «villafranchiano» nell'area tipo.* Tesi di Laurea, Università di Torino.
- STELLA A. (1895) - *Sui terreni quaternari della Valle del Po in rapporto alla carta geologica italiana.* Boll. R. Comit. Geol. It., 6, 108-136.
- VALPREDÀ E. (ined.) - *Tentativo di ricostruzione dell'evoluzione pleistocenica del «Bacino di Asti».* Tesi di Laurea, Università di Torino, 1981.
- ZUFFARDI P. (1913) - *Elefanti fossili del Piemonte.* Paleontographia Italica, 19, 121-187.