

CAPITOLO 9 - CHAPTER 9

FORME E DEPOSITI FLUVIALI, FLUVIOGLACIALI, LACUSTRI
FLUVIAL, FLUVIOGLACIAL AND LACUSTRINE
FORMS AND DEPOSITS

MAURO MARCHETTI

con contributi di - *with contributions by*

M. BONDESAN, D. CASTALDINI, M. CREMASCHI, G. GASPERI, M. MOTTA, C. TELLINI & L. TROMBINO

9.1 La sedimentazione fluviale nel bacino

Uno degli aspetti più interessanti del sistema di deposizione alluvionale della Pianura Padana è la differenza tra i depositi affioranti e del primo sottosuolo, posti a Nord del F. Po, rispetto a quelli presenti a Sud; il settore veneto ha poi caratteristiche completamente diverse da entrambi. Le differenze osservate sono indubbiamente dovute a numerose cause tra le quali notevole importanza hanno le caratteristiche stratigrafiche e geodinamiche delle due catene delle Alpi e dell'Appennino, oltre che quelle strutturali e tettoniche proprie dei vari settori.

Il F. Po, sub-parallelo alle direttrici tettoniche delle due catene, divide la Pianura Padana s.s. in due parti, il settore meridionale alimentato prevalentemente dall'Appennino e quello settentrionale dalle Alpi. Nella zona assiale, l'area di dominio del F. Po, in base a dati del sottosuolo (Gr. St. Falde Acquifere Profonde, 1979) e di superficie, a partire dalla confluenza col Tanaro si allarga progressivamente procedendo verso Est, e arriva ad interferire, verso la piana costiera, con i sistemi dell'Adige e dei fiumi romagnoli.

Le due catene montuose alimentano il bacino padano con tipi diversi di detrito. Dalle Alpi provengono per lo più dolomie, calcari, rocce silicoclastiche e del basamento cristallino derivanti, oltre che dalle litologie montane, dall'erosione dei depositi glaciali. Dall'Appennino provengono sedimenti derivati da rocce calcaree e argillose, mentre ad Est di Bologna (ad Est del F. Sillaro) prevalgono le provenienze arenacee. Queste differenze si riflettono nella distribuzione dei sedimenti superficiali, più grossolani e più sabbiosi quelli di provenienza alpina rispetto agli appenni-

9.1 Fluvial sedimentation in the basin

One of the most interesting aspects of the system of alluvial sedimentation in the Po Plain is the difference between surface deposits North of the river, with respect to those South of it; the Veneto sector also has characteristics which are completely different from both. The observed differences undoubtedly have many causes, including the considerable importance of the stratigraphic and geodynamic features of the two mountain chains, as well as the structural and tectonic characteristics peculiar to the various sectors.

The river Po, subparallel to the tectonic directions of the two chains, divides its true plain into two parts: southern, mainly supplied by the Apennines, and northern, fed by the Alps. In the axial zone, the area dominated by the Po, according to subsoil (Gr. St. Falde Acquifere Profonde, 1979) and surface data, starting from its confluence with the Tanaro, widens eastwards, interfering with the systems of the Adige and the Romagna rivers towards the coastal plain.

The two chains feed the Po basin with various types of detritus. The Alps provide mainly dolomia, limestone, silicoclastic and crystalline rocks, deriving from the erosion of the bedrock and of glacial deposits. The Apennines provide sediments deriving from calcareous and clayey rocks; East of Bologna (East of the Sillaro) sandstone derivatives prevail. These differences are reflected in the distribution of surface sediments: those coming from the Alps being coarser and sandier with respect to Apennine sources, with prevailing clay and, among these, the sandier deposits outcropping in the sector East of the Sillaro.

The basins of the Apennine rivers may be subdivided into two groups according to extent: one group has a mean

nici dominati dalle argille e, tra questi ultimi, più sabbiosi i depositi affioranti nel settore posto ad Est del F. Sillaro.

I bacini dei fiumi appenninici possono essere raggruppati in due tipi in base alla loro estensione; un gruppo avente dimensione media di 935 km² e l'altro di 110 km² (Ori, 1993), per cui la fascia dei conoidi pedemontani meridionali appare formata da un insieme di piccoli apparati a cui si intercalano quelli maggiori derivati dai bacini più estesi. Dai dati del sottosuolo emerge che i conoidi maggiori sono formati da corpi di ghiaie potenti da 10 ai 40 m nelle parti prossimali e mediane, con barre longitudinali di sistemi *braided* a cui si intercalano sedimenti argillosi e siltsosi; è generalmente scarsa la frazione sabbiosa.

Al fronte dei conoidi i depositi con facies di piana alluvionale sono caratterizzati da prevalenti sedimenti argillo-siltosi in cui sono immersi corpi sabbiosi lenticolari, isolati, lunghi alcuni chilometri e poco estesi trasversalmente (100-2000 m), deposti in canali fluviali.

Il dominio del F. Po, ben individuabile anche nel sottosuolo, è formato da corpi sabbiosi grossolani con ghiaie e, verso la foce, da corpi sabbiosi lunghi da 5 a 10 km e potenti oltre 40 m, separati da livelli argillosi poco potenti. Derivano dalla sovrapposizione di diversi corpi sedimentari deposti per migrazione laterale di corsi d'acqua meandriformi (fig. 9.1).

I conoidi pedalpini, estesi verso valle molto più di quelli appenninici, sono formati da ghiaie con sabbia e subordinatamente argille; gli apparati si sovrappongono lateralmente così da formare una fascia continua; corpi ghiaiosi accumulati da corsi d'acqua *braided*, potenti dai

surface area of 935 km² and the other 110 km² (Ori, 1993), so that the belt of southern piedmont fans appears to be formed of a set of small fans intercalating with larger ones deriving from the more extensive basins. Subsoil data indicate that the major fans are made up of gravel bodies between 10 and 40 m thick in the proximal and median parts, with longitudinal bars of braided systems intercalating with clayey and silty sediments; the sandy fraction is generally scarce.

In front of the fans, the deposits with alluvial plain facies are mainly clayey-silty sediments in which isolated lens-shaped sandy bodies are buried, some kilometres long but only between 100 and 2000 m wide, deposited in river channels.

The domain of the river Po, clearly identifiable even in the subsoil, is formed of coarse sandy bodies with gravel and, towards the mouth, by sandy bodies between 5 and 10 km long and more than 40 m thick, separated by thin layers of clay. They derive from the overlap of several sedimentary bodies due to lateral migration of meandering watercourses (fig. 9.1).

The pede-Alpine fans extend downstream much more than the Apennine ones, are formed of gravel with sand and subordinate clay, and overlap laterally to form a continuous belt: gravelly bodies accumulated by braided watercourses, between 20 and 50 m thick, overlap and mingle with each other; discontinuous clay deposits are intercalated in the distal parts. The transition to the alluvial plain is less clear than on the pede-Apennine side, and sediment grain size gradually diminishes. The alluvial plain typically con-

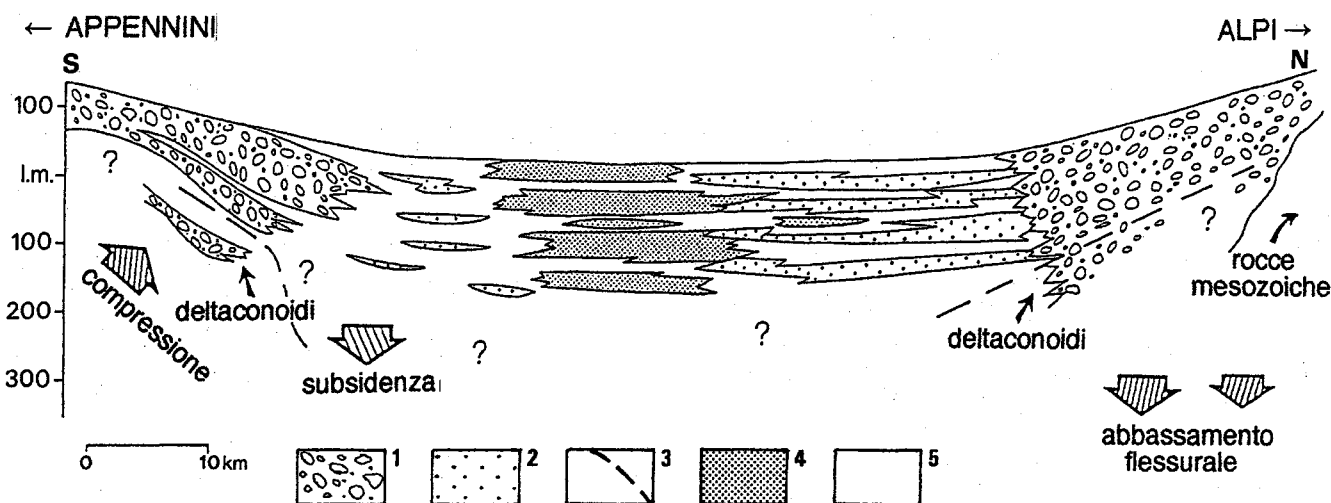


FIG. 9.1 - Distribuzione schematica secondo un profilo trasversale dei depositi continentali nella Pianura Padana. Alla base dei sedimenti continentali, tra questi e i sottostanti sedimenti marini, è indicata la presenza di deltaconoidi (*fan deltas*) sviluppati in corrispondenza dello sbocco in mare dei corsi d'acqua (da Ori, 1993): 1 - depositi di conoide; 2 - sabbie dei corsi d'acqua affluenti al F. Po; 3 - tetto dei sedimenti marini; 4 - sedimenti sabbiosi del F. Po; 5 - sedimenti argillosi-limosi.

FIG. 9.1 - Schematic distribution along a transversal profile of continental deposits in Po Plain. Fan deltas develop near river mouths at base of continental sediments and underlying marine sediments (from Ori, 1993): 1 - fan deposits; 2 - sands of tributaries of Po river; 3 - top of marine sediments; 4 - sandy sediments of Po; 5 - clayey-silty sediments.

20 ai 50 m, si sovrappongono gli uni agli altri giustappo-
nendosi; nelle parti distali si intercalano depositi argillosi
discontinui. La transizione alla piana alluvionale è più sfu-
mata che sul lato pedeappenninico e presenta una gradua-
le diminuzione della granulometria dei sedimenti. La pia-
na alluvionale è caratterizzata da estesi corpi sabbiosi for-
mati dalla sovrapposizione di set di *point bar* di canali
meandriformi: potenti 10-20 m, sono ben definiti, tabula-
ri, assai estesi lateralmente e coalescenti; essi prevalgono
sui sedimenti più fini.

La sedimentazione continentale pleistocenica superio-
re e olocenica si è sviluppata a Nord e a Sud del Po sotto
condizioni tettoniche assai diverse, che riprendono la geo-
dinamica pliocenica dei due settori: più marcata subsiden-
za nel settore posto a Sud del Po, generale stabilità o mo-
desta subsidenza in quello pedealpino.

Dalla *Carta* si può osservare come nel settore meridio-
nale i depositi pre-olocenici, pedogenizzati, generalmente
affiorano in piccoli lembi terrazzati al margine della catena
e siano poi quasi del tutto assenti ad Est di Bologna; inol-
tre spesso sono basculati o variamente tettonizzati. L'atti-
va tettonica dell'Appennino, che al margine con la pianu-
ra si manifesta dal punto di vista morfologico nel linea-
mento frontale, ha coinvolto nel sollevamento le parti api-
cali dei conoidi, mentre le aree poste a Nord del linea-
mento stesso hanno continuato a sprofondare, soggette a
fenomeni di continua aggradazione. Al contrario, nel set-
tore pedealpino la modesta subsidenza ha consentito una
distribuzione dei sedimenti fluviali su un'ampia area
(Marchetti M., 1992).

Nella fascia pedemontana dell'area veneta, cioè quella
posta a ENE degli Euganei-Berici, la sedimentazione con-
tinental è probabilmente precoce rispetto agli altri settori
della Padania con depositi di conoide, glaciali e fluviogla-
ciali che fanno transizione verso Sud alle sabbie marine
della «Formazione di Asti» (Dondi & D'Andrea, 1984). I
depositi continentali, accumulati al fronte dei *thrust* alpi-
ni, raggiungono spessori di diverse centinaia di metri nelle
zone pedemontane caratterizzate da continua aggradazio-
ne, diminuiscono sensibilmente verso SE e presso la fascia
litoranea sono potenti 30-40 m (Gr. St. Falde Acquifere
Profonde, 1979). A ridosso dei rilievi si estende una fascia
praticamente indifferenziata, ampia 20-50 km, di alluvioni
ghiaiose prive quasi completamente di matrice, deposte
da corsi d'acqua *braided*; a valle di questa prima fascia le
ghiaie diminuiscono progressivamente sostituite da sabbie
e argille; ai banchi ghiaiosi di 10-20 m se ne alternano altri
argillo-sabbiosi di pari potenza. Le ghiaie verso valle
scompaiono nello spazio di una decina di chilometri così
che in modo relativamente rapido si passa ai depositi fini
della piana alluvionale. Il sistema deposizionale di questa
è caratterizzato prevalentemente da limi ed argille; le sab-
bie formano lenti anche di una decina di chilometri e
spesse 10-30 m; frequenti i livelli torbosi assai estesi.

In varie zone i continui fenomeni di aggradazione han-
no seppellito quasi completamente i sedimenti più antichi.
I valori di sprofondamento e accumulo dei sedimenti so-
no massimi al margine della catena sudalpina, mentre i
modesti valori di sprofondamento riscontrati presso la co-

*tains large sandy bodies resulting from the overlap of sets of
point bars and meandering channels: 10-20 m thick, clearly
defined, tabular, very extensive laterally and coalescent,
they prevail over the finer sediments.*

Upper Pleistocene and Holocene continental sedimentation developed North and South of the Po in very different tectonic conditions, which recall the Pliocene geodynamics of the two sectors: higher subsidence South of the Po, and general stability or modest subsidence on the Alpine side.

The Map shows the pre-Holocene pedogenized deposits of the southern sector generally outcropping in small terraced tongues at the margin of the chain and disappearing almost entirely East of Bologna; they are often tilted or influenced by tectonic activity in various ways. The active tectonics of the Apennines, which is morphologically expressed by the frontal lineament at the margin with the plain, uplifted the tops of the fans, while the areas North of the lineament continued to sink, subject to steady aggradation. Instead, in the pede-Alpine sector, modest subsidence allowed fluvial sediments to be distributed over a very large area (Marchetti, 1992).

In the pede-montane belt of the Veneto area, i.e., ENE of the Euganean and Berici hills, continental sedimentation probably occurred earlier than in other sectors of the plain, with fan, glacial and fluvioglacial deposits which change southwards to the marine sands of the «Asti Formation» (Dondi & D'Andrea, 1984). The continental deposits accumulating along the front of the Alpine thrusts are often hundreds of metres thick in the piedmont areas, are characterized by continual aggradation, clearly diminish towards the SE, and are 30-40 m thick near the littoral belt (Gr. St. Falde Acquifere Profonde, 1979). Near the reliefs there is a practically undifferentiated belt, 20-50 km wide, of gravelly alluvial deposits almost completely lacking in matrix, deposited by braided watercourses. Downstream from this first belt, the gravel is steadily reduced and replaced by sand and clay; gravel layers 10-20 m thick alternate with clay-sand ones of equal thickness. The downstream gravel disappears over a distance of about 10 km, so that passage to the fine deposits of the alluvial plain is relatively rapid. The depositional system of the alluvial plain is mainly characterized by silt and clay; sand forms lens-shaped bodies sometimes 10 km across and 10-30 m thick; very large peaty layers are frequent.

In various areas, continual aggradation has almost completely buried the oldest sediments. Sediment sinking and accumulation are greatest at the margin of the Southalpine chain; the modest sinking found near the coast appears to be due to the presence of a peripheral bulge caused by the advancing Southalpine thrusts (Massari, 1990).

9.2 Surface sediments

It was deemed important to add to the Geomorphological Map information on the main surface deposits, subdividing them into three main classes: prevailing gravel, sand,

sta sembrano legati alla presenza di un *peripheral bulge* indotto dall'avanzata delle falde sudalpine (Massari, 1990).

9.2 Sedimenti di superficie

Si è ritenuto importante fornire, nella *Carta geomorfologica*, indicazioni sui depositi dominanti in superficie mediante suddivisione degli stessi in tre classi ampie, a seconda che siano prevalenti ghiaie, sabbie oppure limi e argille. Oltre a queste classi tessiturali si sono individuate aree ove è presente una specifica coltre di alterazione pedogenetica (v. paragr. 9.3).

Sono stati istituiti opportuni sovrassegni per le coperture di loess e per la presenza di torbe. Per i casi, infine, in cui si rinvenivano materiali cementati è stata inserita la classe dei conglomerati.

I sedimenti riportati in carta, di regola, sono quelli osservabili nel primo metro di profondità dal piano campagna, corrispondenti ai materiali d'origine su cui si è sviluppato il terreno agrario. I limiti, spesso, sono tracciabili con difficoltà, anche perché è frequente la sovrapposizione di limi di esondazione su sedimenti sabbiosi, o anche orizzonti pedogenetici arricchiti o impoveriti in peliti a seguito di lisciviazione. Le difficoltà nella determinazione della litologia sono inoltre legate all'estrema variabilità sia in senso verticale sia orizzontale dei depositi di piana alluvionale. Molti casi incerti sono stati risolti seguendo il criterio di indicare i tipi litologici «prevalenti». Comunque, si sono trascurate le particolarità minori, che sarebbero risultate di scarso interesse per una carta alla scala di 1:250.000.

Le informazioni sulla natura e sulla tessitura dei sedimenti di superficie sono essenziali, in primo luogo, per una migliore comprensione dei processi geomorfici che hanno dato origine alle varie particolarità della superficie della pianura che la carta vuole descrivere e interpretare. Le stesse informazioni sono notoriamente utili anche per numerosi problemi di vivissimo interesse pratico.

Il rilevamento delle tessiture superficiali, ove non erano già disponibili dati particolareggiati, è stato eseguito mediante prelevamento di campioni ad un metro di profondità ed analisi granulometrica speditiva. La densità dei campionamenti è stata varia, soprattutto in funzione delle caratteristiche generali delle singole aree: più frequente in aree dove le tessiture presentano maggior variabilità (aree di confluenza, di antichi bacini, di delta, ecc.) meno frequente dove prevalgono i depositi grossolani.

Se si osserva la distribuzione dei vari tipi di sedimenti dell'intera pianura, si può constatare che questi variano ovviamente dai termini più grossolani nei settori maggiormente influenzati dagli apporti delle valli montane a quelli più fini in prossimità delle parti distali e pianeggianti.

Nel bacino del Po, il bordo della pianura è caratterizzato nella metà occidentale dalla presenza di superfici con alterazione superiore al metro, che presentano sul bordo alpino dell'area piemontese-lombarda larghezza anche di diversi chilometri, mentre sul margine appenninico presentano dimensioni decisamente più ridotte. Su queste superfici si conservano decimate coperture di *loess*.

or silt and clay. As well as these lithological classes, areas with a specific pedogenetic alteration cover were also identified (see section 9.3). Loess covers and peat are marked by special symbols. Cemented materials are inserted in the class of conglomerates.

The sediments shown on the Map are generally those found in the first metre from ground level, corresponding to the parent materials on which agricultural soil developed. The boundaries are often difficult to trace, because of the frequent existence of silty overbank deposits on sandy sediments, or sometimes pedogenetic layers enriched or impoverished in pelites as a result of leaching. Difficulties in lithological characterization are also due to the extreme vertical and horizontal variability of the alluvial plain deposits. Many doubtful cases were solved simply by indicating «prevailing» lithotypes. However, minor details which would have been of little interest for a map on a scale of 1:250,000 have been neglected.

Information on the nature and texture of surface sediments are essential for better understanding of the geomorphic processes which gave rise to the various details of the plain surface. The same information is also, obviously, useful as regards many problems of definitely practical interest.

Surface textures, where detailed data were not already available, were mapped by collecting samples from a depth of 1 m, followed by simple grain-size measurement. Sampling density varied, mainly according to the general features of single areas: sampling was more frequent where textures were more variable (areas of confluence, old basins, deltas, etc.) and less frequent where coarse deposits prevail.

The distribution of the various types of sediment of the entire plain shows how they vary, from coarser materials in the sectors more greatly influenced by supplies from mountain valleys, to finer materials near the distal, gently undulating areas.

In the Po basin, the western half of the plain border is characterized by areas with alteration more than 1 m thick; they sometimes are several kilometres wide on the Alpine border of the Piemonte-Lombardia sector but are much smaller on the Apennine margin. These surfaces often still preserve their loess cover.

West of the meridian passing through Verona and Modena, there is a very clear distinction between the surface deposits of Alpine and Apennine origin, as mentioned in section 9.1.

South of the Po, surface lithotypes are mainly composed of silt and clay, whereas North of the river they are more gravelly and sandy. Among the causes of the lower grain size of the pede-Apennine deposits are smaller fluvial supplies, the prevalence of clayey, marly and arenaceous formations in feed basins, and the presence of subsiding plains, e.g., the Alessandria basin (one point to be recalled in this particular basin is the elevated turbidity of the rivers, particularly observed during the autumn rains of 1994, which caused serious damage to low-lying towns in southern Piemonte).

Grande risalto assume, ad occidente del meridiano passante per Verona e Modena, la netta distinzione tra i depositi superficiali di pertinenza alpina e quelli di pertinenza appenninica, come si è visto nel paragrafo 9.1.

Mentre infatti a Sud del Po le litologie superficiali sono costituite in maggioranza da limi e argille, a Nord del Po i depositi sono per lo più ghiaiosi e sabbiosi. Fra le cause della minor granulometria dei depositi pedappenninici, si possono citare le minori portate fluviali, la prevalenza nei bacini di alimentazione di formazioni argillose, marnose e arenacee, la presenza di pianure in subsidenza, come per il bacino alessandrino (a proposito di questo bacino, si può anche ricordare l'elevata torbidità dei fiumi, osservata ad esempio in concomitanza con le piogge dell'autunno 1994, che hanno gravemente danneggiato i centri abitati pianiziali del Piemonte meridionale).

Lungo il margine appenninico alcuni corsi d'acqua si distinguono per l'apporto di sedimenti ghiaiosi in pianura: l'Orba, la Scrivia, la Trebbia ed altri. Questo comunque non altera il quadro generale, in cui si nota la prevalenza dei sedimenti fini e, soprattutto, la tendenza, anche nell'Olocene, al seppellimento delle forme fluviali sotto nuovi sedimenti, a causa della subsidenza. Ciò ha comportato, tra l'altro, il ripetuto seppellimento di siti archeologici (Alessio & alii, 1981; Gasperi & alii, 1989; Cremaschi & alii, 1990) (fig. 9.2).

Per l'area di pertinenza alpina, fra le cause della grossolanità dei depositi si possono citare le maggiori portate

Along the Apennine margin, some rivers bring large quantities of gravelly sediments to the plain: the Orba, Scrivia, Trebbia, and others. However, this fact does not alter the general picture, with prevailing fine sediments and above all the tendency, in the Holocene too, to burial of fluvial forms under new sediments, due to subsidence. This has also led to the repeated burial of archeological sites (Alessio & alii, 1981; Gasperi & alii, 1989; Cremaschi & alii, 1990) (fig. 9.2).

In the Alpine area, among the causes of the coarseness of deposits are the greater river discharges, the harder rocks, and also the presence of Pleistocene glacial accumulations, which made available enormous quantities of coarse materials near valley mouths. The distribution of the various types of sediments generally shows good agreement with gradient variations of rivers. One particular case is that of Piemonte, where the fan of the Dora Riparia created a dam along the course of the Po, probably also due to neotectonic movements. The result, along the Po, was an area of very weak gradient, with fine-grained deposits, upstream of the «chiusa di Torino» (fig. 9.3).

East of the meridian crossing Verona and Modena, the textural situation becomes highly variegated. Throughout the most depressed central part of the plain and in parts of the low Veneto-Friuli and Romagna plains, sandy deposits are distributed along lineaments which bear witness to ancient hanging river channels. These sandy, ribbon-shaped

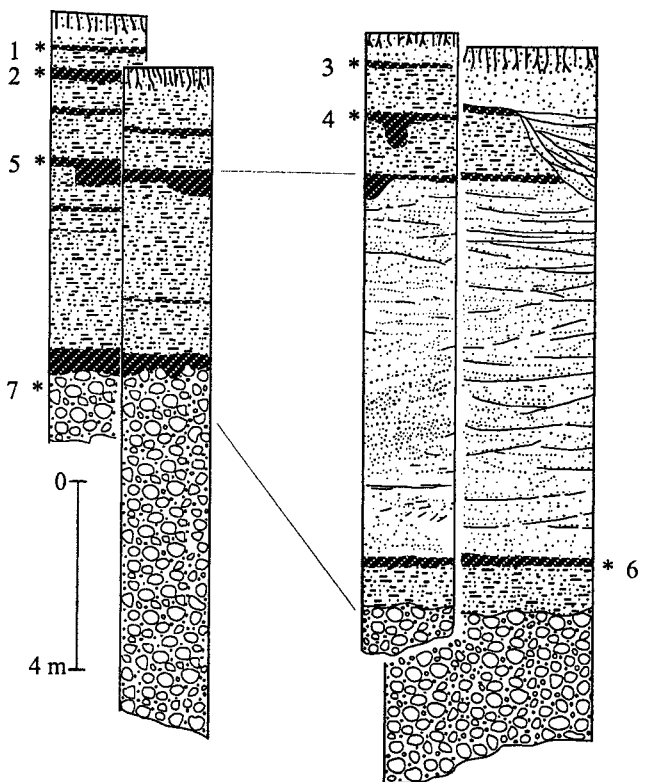


FIG. 9.2 - Sezioni stratigrafiche in sedimenti dell'alta pianura modenese (Fiorano): sulla sinistra Cave Carani e sulla destra Cave Cuoghi: 1 - strato archeologico medievale; 2 - strato archeologico d'età romana; 3 - strato archeologico dell'età del Ferro; 4 - strato archeologico dell'età del Bronzo; 5 - strato archeologico del Neolitico; 6 - suolo datato 11.600 anni B.P.; 7 - ghiaie delle conoidi tardo-pleistoceniche (ridisegnato e modificato da Cremaschi, 1979).

FIG. 9.2 - Stratigraphic sections in sediments of high Modena plain (Fiorano): left, quarry of Cave Carani; right, quarry of Cave Cuoghi: 1 - Medieval archaeological layer; 2 - Roman archaeological layer; 3 - Iron Age archaeological layer; 4 - Bronze Age archaeological layer; 5 - Neolithic archaeological layer; 6 - soil dated at 11,600 years B.P.; 7 - gravels of Late Pleistocene fans (redrawn and modified from Cremaschi, 1979).

dei fiumi, le litologie più resistenti e anche la presenza di accumuli glaciali pleistocenici, che hanno reso disponibili imponenti quantità di materiali grossolani già in prossimità degli sbocchi vallivi. Nella distribuzione dei diversi tipi di sedimenti si nota in generale una buona concordanza con le variazioni di pendenza dei corsi d'acqua; può essere citato anche un caso particolare in Piemonte, dove il conoide della Dora Riparia ha determinato uno sbarramento sul corso del Po, probabilmente anche per cause neotettoniche. Si è prodotta così, lungo il Po, una zona a bassissima pendenza, caratterizzata da depositi fini, a monte della «chiusa di Torino» (fig. 9.3).

Ad Est del meridiano passante tra Verona e Modena la situazione dal punto di vista delle tessiture si presenta decisamente variegata. In tutta la parte centrale più depressa della pianura e nei tratti di bassa pianura veneto-friulana e romagnola i depositi sabbiosi si distribuiscono lungo allineamenti che costituiscono testimonianza di antichi tracciati fluviali sopraelevati. Queste tracce nastriformi sabbiose in un panorama generale di depositi limoso-argillosi, si ripropongono costantemente in tutta l'area tra Padova (a Sud del grande sistema del Brenta) e Bologna e rappresentano testimonianze delle principali direttrici di scorrimento dei corsi d'acqua di questo settore di pianura (Brenta, Adige, Tàrtaro, Po, Panàro, Reno, Santerno etc.).

Nella pianura veneto-friulana, molte delle variazioni sia morfologiche che litologiche si presentano nette, senza la presenza di ampie zone di transizione; i diversi domini dei

traces in a general framework of silty-clayey deposits are constantly found throughout the area between Padova (South of the large Brenta system) and Bologna, and reveal the main flow directions of rivers in this sector (Brenta, Adige, Tàrtaro, Po, Panàro, Reno, Santerno, etc.). In the Veneto-Friuli plain, both morphological and lithological variations are clearcut, without wide transition zones, and the various fluvial domains of rivers flowing from the Alps are thus clearly distinguished. This situation highlights the gravelly deposits near the fans of the Astico, Brenta and Piave (both West and East of the Montello relief), Cellina, Tagliamento, Natisone and Isonzo. The gravelly sediments belonging to the Tagliamento domain cover about 500 km² South of the morainic amphitheatre of this river.

In the Romagna pede-Apennine sector, the greater quantities of sandy sediments with respect to the western margin must be stressed. They are generally located along subparallel fluvial ridges running SW-NE. Pelitic textures cannot always be found between single ridges: this distribution is influenced by the lithologies outcropping in the catchment basins of this sector of the northern Apennines, where sandstone formations prevail over pelitic ones. In the most easterly stretch of the plain, near the Apennine border, this phenomenon is further accentuated by the shortness of the rivers (e.g., Savio and Marecchia).

On the Map, as well as the three granulometric classes described above, superficial outcrops of conglomerates and

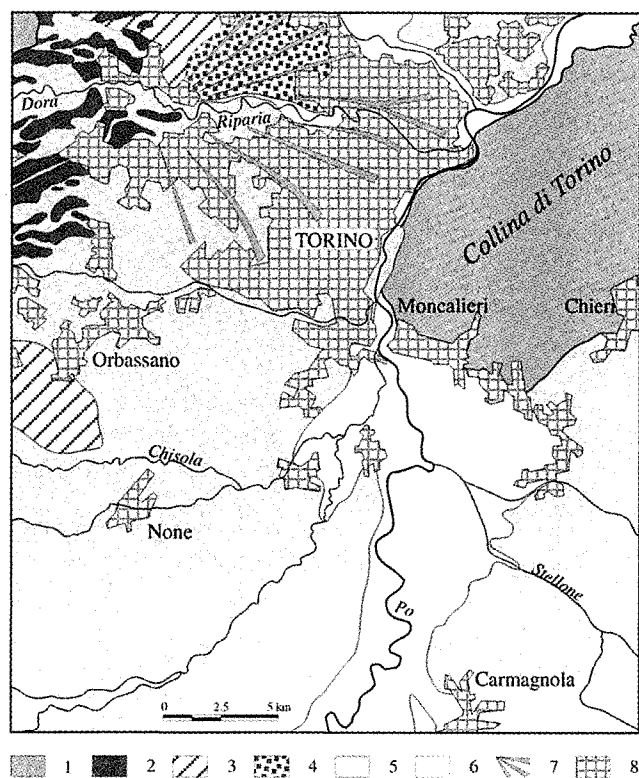


FIG. 9.3 - Schizzo geomorfologico dell'area di Torino. In evidenza il conoide proglaciale della Dora Riparia che ha favorito la sedimentazione fine ad opera del Po a monte della «chiusa di Torino»: 1- substrato pre-quaternario; 2 - depositi glaciali nei complessi di colline moreniche; 3 - suoli con alterazione profonda oltre un metro; 4 - depositi ghiaiosi tardo-pleistocenici; 5 - depositi sabbiosi tardo-pleistocenici; 6 - depositi alluvionali olocenici; 7 - conoidi alluvionali; 8 - principali centri urbanizzati.

FIG. 9.3 - Geomorphological sketch-map of Turin area. Proglacial fan of Dora Riparia favoured fine sedimentation by Po upstream of "chiusa di Torino": 1 - pre-Quaternary substrate; 2 - glacial deposits of morainic hills; 3 - deeply weathered soils, more than 1 m deep; 4 - Late Pleistocene gravel deposits; 5 - Late Pleistocene sand deposits; 6 - Holocene alluvial deposits; 7 - alluvial fans; 8 - main towns.

corsi d'acqua maggiori che scendono dalle Alpi risultano così ben distinguibili. Per questo motivo sono molto evidenti i depositi ghiaiosi delle aree prossimali dei conoidi dell'Astico, del Brenta, del Piave sia ad Ovest sia ad Est del Montello, del Cellina, del Tagliamento, del Natisone e dell'Isonzo. I sedimenti ghiaiosi appartenenti al dominio del Tagliamento si estendono, a Sud dell'anfiteatro morenico del Tagliamento, su di una superficie di circa 500 km².

Nel settore pedeappenninico romagnolo è da sottolineare la maggior quantità di sedimenti sabbiosi rispetto al margine occidentale prima esaminato. Questi depositi sabbiosi sono in genere localizzati lungo dossi fluviali subparalleli, a direzione SW-NE. Tra i singoli dossi non sempre si rinvencono tessiture pelitiche; questa distribuzione risulta influenzata dalle litologie dei bacini di alimentazione di questo settore dell'Appennino settentrionale ove prevalgono le formazioni arenacee rispetto alle formazioni pelitiche. Nel tratto più orientale della pianura presso il bordo appenninico, questo fenomeno è inoltre ulteriormente accentuato dalla brevità dei tracciati fluviali (cfr. esempi di Savio e Marecchia).

Sulla *Carta*, oltre alle tre classi granulometriche di cui si è ampiamente trattato, compaiono anche affioramenti superficiali di conglomerati e di torbe.

I primi sono generalmente localizzati in prossimità dei rilievi, soprattutto alpini, e affiorano nelle incisioni di alcuni corsi d'acqua. Tra questi sono da ricordare, nel settore centrale della pianura, l'Olona e soprattutto l'Adda il cui tratto immediatamente a Sud del Lago di Como è confinato in una profonda forra scavata nel conglomerato (fig. 9.4). Altri piccoli affioramenti conglomeratici compaiono in prossimità di rilievi appenninici tra i tracciati fluviali di Trebbia e Parma. Nell'area friulana sono invece da ricordare i conglomerati affioranti nell'incisione del Natisone e nell'area di Udine da porsi in relazione anche con forme di origine tettonica.

Le torbe sono diffuse nel settore più orientale della pianura, e si rinvencono generalmente ove il drenaggio risulta difficoltoso; questo avviene di solito a seguito di subsidenza per compattazione dei sedimenti pelitici o per lo sbarramento di aree depresse sul lato di deflusso ad opera sia di dossi fluviali (ad esempio nelle Grandi Valli Veronesi), sia di cordoni costieri affioranti (come nel caso delle aree depresse comprese tra Adria e Argenta). Più ad occidente le torbe si rinvencono per lo più entro le incisioni dei corsi d'acqua (Ticino, Adda, Oglio, Mincio, Tione, Tàrtaro).

Blocchi di grandi dimensioni sono stati cartografati in aree di pertinenza fluvio-glaciale e fluviale, fuori dall'ambito delle colline moreniche; le manifestazioni più evidenti si hanno a Sud dell'anfiteatro del Tagliamento, ma altre tracce si rinvencono tra l'anfiteatro del Garda e l'Adige (Sorbinini & alii, 1984) e presso l'anfiteatro della Dora Riparia.

9.3 Coltre di alterazione superficiale

Le due voci della *legenda* (corrispondenti a campiture di colore arancio) sono: coltre di alterazione superficiale (a) fino ad un metro di profondità, (b) oltre un metro di

peat are also shown. The former are normally found near reliefs, mainly Alpine, and outcrop in the valleys of some rivers (fig. 9.4). Among these are, in the centre of the plain, the Olona and above all the Adda, the course of which immediately South of Lake Como is confined in a deep gorge cut in the conglomerates. Other small outcrops of conglomerates appear near the Apennine reliefs between the course of the Trebbia and the city of Parma. Instead, the Friuli area contains conglomerates outcropping in the Natisone valley and near Udine, partly related with forms of tectonic origin.

Peat is widespread in the more easterly sector of the plain, generally where drainage is difficult. It is usually the result of subsidence due to compaction of pelitic sediments or damming of depressed areas on the outflow side, due both to fluvial ridges (e.g., in the «Grandi Valli Veronesi») and to outcropping old beach ridges (e.g., depressed areas between Adria and Argenta). More to the West peat is mainly found inside river valleys (Ticino, Adda, Oglio, Mincio, Tione, Tàrtaro).

Large boulders are mapped in areas of both fluvio-glacial and fluvial sedimentation, outside the morainic hills. The most obvious cases are South of the Tagliamento amphitheatre, but other examples may be found between the Garda amphitheatre and the Adige (Sorbinini & alii, 1984) and near the Dora Riparia amphitheatre.

9.3 Weathering mantles

The two items in the legend (areas coloured orange) represent: weathering mantles to a depth of 1 m (a) and deeper than 1 m (b). The latter represent intensely pedogenized surfaces, particularly at the edges of the plain; the former are also found on fluvial deposits in the central area. When weathering depth is greater than 1 m, the Map does not indicate the texture of sediments making up the pedogenetic substrate. These are areas of polycyclic soils, the initial pedogenesis of which began in, respectively, the Lower and Middle Pleistocene (b) and from the Late Glacial onwards (a). The evolution of pedogenetic mantles mainly reflects the duration of stable exposed surfaces (i.e., no processes of erosion and sedimentation, or equilibrium between the two). These are generally ancient terraced surfaces corresponding to different ages, more or less transformed by rivers (fig. 9.5, A).

Two other items in the legend again refer to weathering mantles. They are shown together with forms and deposits of eolian origin since, on several terraces where loess covers are associated with or overlies products of pedogenesis, it was necessary to combine the relative cartographic signs, overlapping with different colours. These are large areas and appear on the Map in an overall dark pink colour, resulting from the combination of orange and violet.

Regarding weathering mantle thickness, sign (b) covers large pedological bodies varying from 10 to 1 m in thickness, mainly developing on piedmont fans (e.g., gravelly fans of the Emilia-Romagna margin) or proglacial plains (e.g., Alpine margin) and, to a negligible extent, on remnants of ero-

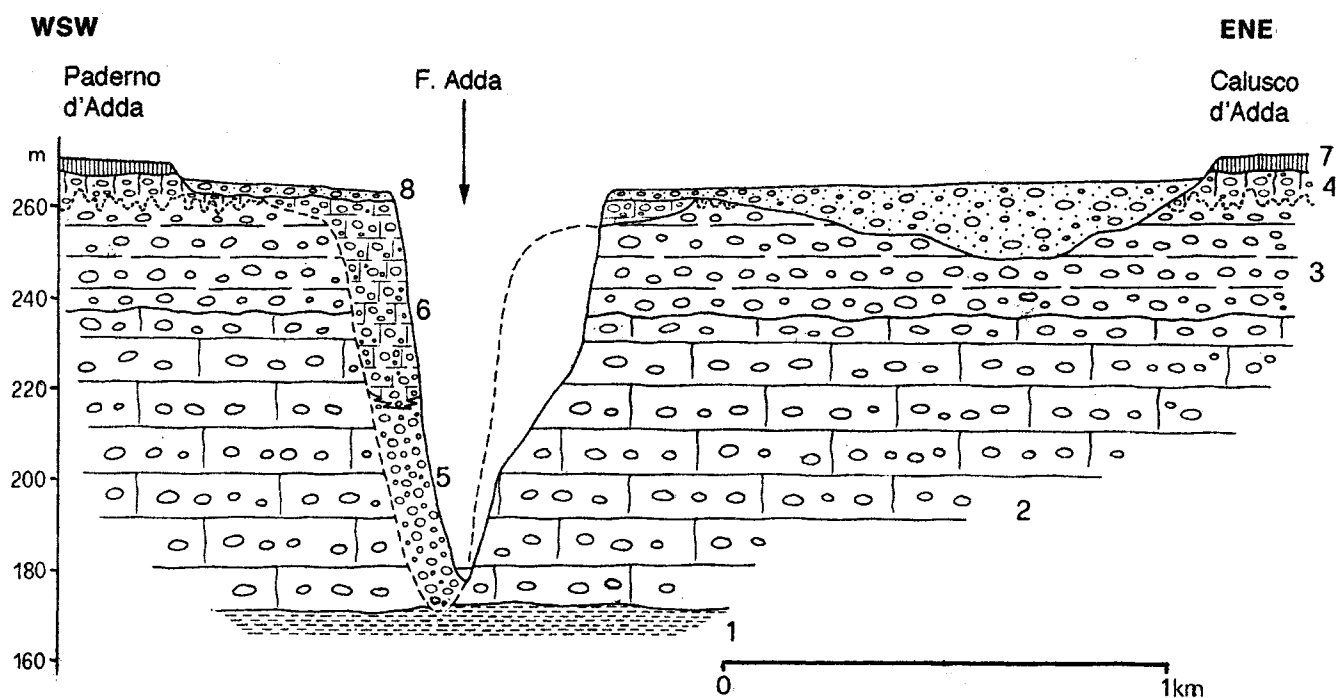


FIG. 9.4 - La gola del F. Adda, tra Paderno e Calusco: sezione stratigrafica interpretativa (da Orombelli, 1979): 1 - argille siltose lacustri; 2 - «Ceppo dell'Adda», Membro del Naviglio di Paderno; 3 - «Ceppo dell'Adda», Membro di Trezzo; 4 - ghiaie profondamente alterate («ferretto»); 5 e 6 - ghiaie e conglomerati del Ponte di Paderno (Pleistocene medio), incastrate nel Ceppo dell'Adda; 7 - limi di copertura, in parte di origine eolica; 8 - ghiaie fluvio-glaciali würmiane.

FIG. 9.4 - Gorge of Adda, between Paderno and Calusco: interpretative stratigraphic section (from Orombelli, 1979): 1 - lacustrine silty clay; 2 - «Ceppo dell'Adda», Naviglio di Paderno member; 3 - «Ceppo dell'Adda», Trezzo member; 4 - profoundly weathered gravels («ferretto»); 5 and 6 - gravels and conglomerates of Ponte di Paderno (Middle Pleistocene), embedded in Ceppo dell'Adda; 7 - silt cover, partly of eolian origin; 8 - Würmian fluvio-glacial gravels.

profondità. Con quest'ultima sono rappresentate le superfici profondamente pedogenizzate che si trovano specialmente ai margini della pianura, mentre la prima è presente anche su depositi fluviali al centro della stessa. Quando la profondità dell'alterazione è maggiore di un metro, la carta non indica la tessitura dei sedimenti che costituiscono il substrato pedogenetico. Si identificano così, sia pure in modo approssimativo, le aree in cui si conservano suoli policiclici il cui inizio di pedogenesi può essere collocato rispettivamente nel Pleistocene inferiore e medio (*notazione b*), o suoli che si vanno evolvendo a partire dal Tardiglaciale (*notazione a*). L'evoluzione delle coltri pedogenetiche riflette, principalmente, la durata della stabilità delle superfici esposte (cioè l'inattività dei processi di erosione e sedimentazione, o l'equilibrio tra essi). Di solito si tratta di superfici di terrazzi più o meno antichi e più o meno trasformati da incisioni di corsi d'acqua (fig. 9.5, A).

Altre due voci indicate nella legenda, sempre con riferimento alle coltri di alterazione, sono riportate insieme alle forme e depositi di origine eolica in quanto, su diversi terrazzi, dove si presentano coltri di loess associate o sovrapposte a prodotti della pedogenesi, è stato indispensabile combinare le relative signature cartografiche, sovrapponendo re-

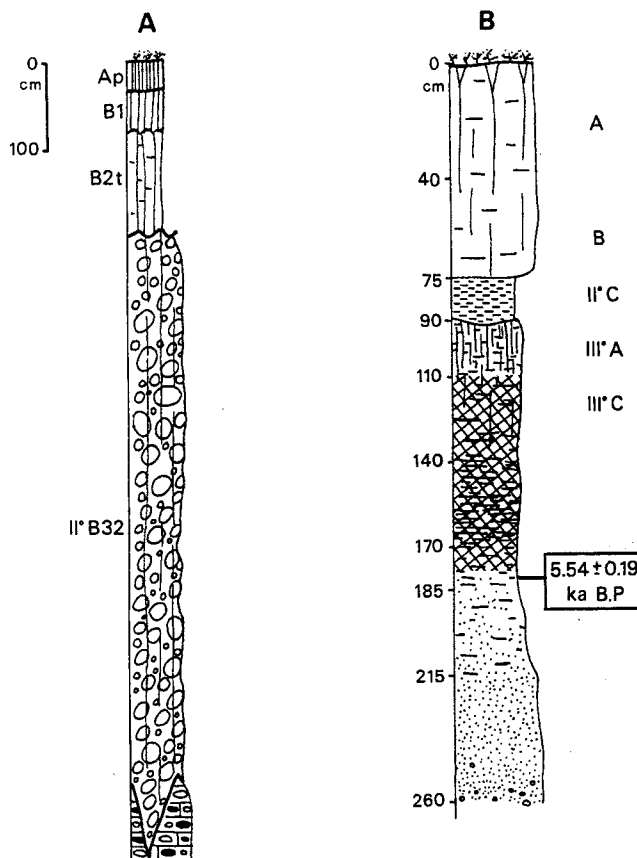
sional surfaces (glacis). The sign includes paleosols originally called «ferretto» in Lombardia (figs. 9.4, 9.5) and now classified, according to selected taxonomy, as Fersiallitiques lessivés or Xerals, or occasionally Ultisols, all essentially polycyclic soils which began to evolve before the Last Glacial.

Sign (a) includes slightly rubified soils, once called «ferretti poco sviluppati» (Comel, 1937, 1957) and now classified as Sols bruns lessivés or Haploxerals, essentially of post-glacial Holocene age. The typical pedoclimate of the Holocene in the plain was «fersiallitic» (at least as regards the hypsithermal: a hot climate with an accentuated dry season, 8,000-2,700 B.P.); later, as a result of deforestation or the climatic shift towards more «udic» situations, these soils no longer developed in the recent Holocene.

Polycyclic soils fall into the category of paleosols, since they have features deriving from the various independent pedogenetic phases which took place in time on the same original material (Bos & Sevink, 1975). When they show clear signs of a steady pedogenetic process which lasted for very long periods of time and in the same direction, Cremaschi (1987) proposed calling them vetusols. Polycyclic soils are often associated with loess covers, and this has a definite paleoclimatic meaning, since it derives from the

FIG. 9.5 - Due esempi di profili (sedimenti e suoli) nelle superfici fluvio-glaciali e alluvionali della Lombardia, lungo il F. Adda: un terrazzo del Pleistocene medio (A), e una piana dell'Olocene (B). A - Novedrate, a NE di Vimercate (alta pianura). Il profilo, dall'alto, presenta una coltre di loess, con spessore di 1,9 m, in cui si riconoscono gli orizzonti Ap, B1 e B2. Del sottostante suolo II, sviluppato in sedimenti fluvio-glaciali ghiaiosi, si è conservato solo l'orizzonte B32 con spessore di 6 m. Il passaggio al sottostante orizzonte Cca fortemente cementato è abrupto ed irregolare, con formazione di caratteristici «organi geologici» (da Ugolini & Orombelli, in Cremaschi, 1987). B - Pra' Marci, presso Pizzighettone (bassa pianura): sedimenti di meandro morto su sabbie della piana alluvionale olocenica. Dall'alto, terreni limosi di riporto (spessore m 0,75); seguono argille limose (m 0,15) e limi neri torbosi (m 0,90), con al tetto (20 cm) un inceptisuolo scuro indicante ambiente forestale. L'età radiometrica (non calibrata) al tetto delle sabbie consente di determinare l'epoca della stabilizzazione del fondovalle dell'Adda intorno al periodo «Atlantico» (da Marchetti e Ravazzi, 1993).

FIG. 9.5 - Two examples of profiles (sediments and soils) in fluvio-glacial and fluvial surfaces along Adda in Lombardy: (A) terrace of Middle Pleistocene age; (B) plain of Holocene age. A: Novedrate, NE of Vimercate (high plain). Profile, from top, shows loess cover 1.9 m thick, containing horizons Ap, B1 and B2, in underlying soil II, developed in gravelly fluvio-glacial sediments now only preserved in horizon B32, 6 m thick. Passage to underlying horizon Cca, strongly cemented, is abrupt and irregular, with formation of typical «Geologische Orgeln» (from Ugolini & Orombelli, in Cremaschi, 1987). B: Pra' Marci, near Pizzighettone (low plain): sediments of dead meander on sands of Holocene fluvial plain. From top: silty reworked terrains (0.75 m thick), followed by silty clay (0.15 m) and black peaty silt (0.90 m), with a dark inceptisoil (20 cm), indicating forest environment. Radiometric age determination (not calibrated) at top of sands fixes time of stabilization of valley bottom level of Adda at this point around «Atlantic» period (from Marchetti & Ravazzi, 1993).



tini di diverso colore. Anche queste sono aree vaste, e nella carta appaiono con un colore d'insieme rosso-violaceo, risultante dall'accoppiamento dell'arancio e del viola.

Tornando agli spessori delle coltri di alterazione, la notazione (b) tratta di corpi pedologici di spessore rilevante, variabile dai dieci metri al metro, che evolvono principalmente sui conoidi pedemontani (come ad esempio i conoidi ghiaiosi del margine emiliano-romagnolo) o su piane proglaciali (come quelli del margine alpino) e, in maniera del tutto trascurabile, su lembi di superfici di erosione (*glacis*). Essa comprende i paleosuoli originariamente denominati col termine *ferretto* in Lombardia (fig. 9.4 e fig. 9.5) e ora classificati, a seconda della tassonomia prescelta, come *Fersiallitiques lessivés* o *Xeralfs*, o talora *Ultisols*. Sono, in sostanza, tutti suoli policiclici la cui evoluzione è iniziata anteriormente all'ultimo Glaciale.

La notazione (a) invece include i suoli lievemente rubefatti, un tempo descritti come *ferretti poco sviluppati* (Comel, 1937, 1957) e ora classificati *Sols bruns lessivés* o *Haploxeralfs*. Sostanzialmente si tratta di suoli olocenici postglaciali. Il pedoclima tipico dell'Olocene della pianura è stato «fersiallitico» (almeno nell'ipsitermico: clima caldo con accentuata stagione secca, 8.000-2.700 B.P.); poi a seguito della deforestazione o per lo spostamento

morphogenesis of glacial periods in areas not occupied by Quaternary glaciers; the presence of loess above the soils indicates what happened to them during the coldest moments of the Pleistocene (fig. 11.3).

As regards polycyclic soils, it should be recalled that soil of the «ferretto» type played an important role in the chronostratigraphy of the Alpine glacial period. Originally, and for a long period of time (until relatively recently), «ferretto» was considered to be a stratigraphic marker of the presumed Mindel-Riss «great interglacial», in the morphostratigraphic system of Penck & Brückner (1909). However, recent studies have shown that climate alone cannot explain the genesis of these soils, which is controlled both by pedogenetic processes on special types of parent material, and above all by time. In this sense, in studies on polycyclic soils, the so-called chrono-sequences (Vreeken, 1975) are often applied, i.e., series of soils with different degrees of development, originating from geomorphological units of different age, with the aim of highlighting direct relationships existing between the age of a soil and the expression of its pedological features. The most important examples of these chrono-sequences in the Po Plain are those of Val Trebbia, on the Apennine margin (Cremaschi & Busacca, 1994; Busacca & Cremaschi, 1998).

del clima verso situazioni più «udiche», non si ha più lo sviluppo di tali suoli nella parte più recente dell'Olocene.

I suoli policiclici rientrano nella categoria dei *paleosuoli*, in quanto manifestano caratteristiche che derivano da varie e indipendenti fasi pedogenetiche che si sono susseguite nel tempo sul medesimo materiale originario (Bos & Sevink, 1975). Qualora siano caratterizzati dalla continuità del processo pedogenetico, mantenutosi per tempi molto lunghi sempre nella medesima direzione, è stato proposto di chiamarli *vetusuoli* (Cremaschi, 1987). I suoli policiclici sono spesso associati a coperture di loess, e questo ha un preciso significato paleoclimatico, poiché deriva dalla morfogenesi eolica dei periodi glaciali in aree non occupate dai ghiacciai quaternari; la loro presenza al tetto dei suoli sta ad indicare cosa è avvenuto dei suoli stessi nei momenti freddi del Pleistocene (fig. 11.3).

Per i suoli policiclici conviene ricordare che il suolo di tipo «ferretto» riveste un ruolo importante nella cronostratigrafia del glaciale alpino. In origine e per lungo tempo (fino ad anni relativamente recenti) esso è stato considerato come *marker* stratigrafico del supposto «grande interglaciale» Mindel-Riss, evocato dal sistema morfostratigrafico di Penck & Brückner (1909). Recenti studi hanno chiarito che il solo fattore climatico non basta a spiegare la genesi di questi suoli, che invece è controllata da processi pedogenetici su particolari tipi di roccia madre, e soprattutto dal ruolo del fattore tempo. In questo senso nello studio dei suoli policiclici vengono spesso utilizzate le cosiddette cronosequenze (Vreken, 1975), ovvero serie di suoli a diverso grado di sviluppo che prendono origine da unità geomorfologiche di età differente, al fine di porre l'accento sulla relazione diretta esistente tra età dei suoli ed espressione dei rispettivi caratteri pedologici. Gli esempi più rilevanti di tali cronosequenze, in area padana, sono quelle della Val Trebbia, al margine Appenninico (Cremaschi & Busacca, 1994; Busacca & Cremaschi, 1998).

In ogni caso, i suoli policiclici non sono caratterizzati solo dalla continuità delle pedogenesi nel tempo: molto spesso all'interno dei loro profili sono presenti relitti di fasi pedogenetiche antiche connesse a morfoclimi differenti dall'attuale. In particolare, sono soprattutto «pedorelitti» o orizzonti profondi di natura ferrallitica-lateritoida (Aleva, 1994) ad interessare le porzioni profonde dei suoli policiclici in area padana (Cremaschi & Busacca, 1994; Busacca & Cremaschi, 1998).

Da un punto di vista climatico, i suoli policiclici registrano la rottura al passaggio tra Pleistocene preglaciale e glaciale, tra una fase ferrallitica e una fase fersiallitica (Cremaschi, 1987; Trombino, 1998). Durante i successivi periodi glaciali, si ha un rallentamento, ma non un'interruzione della pedogenesi, accompagnata da una progressiva integrazione delle coperture loessiche in deposizione all'interno del profilo pedogenetico (fig. 11.3). In questo senso, i suoli policiclici e, in particolare, i «vetusuoli», non sono utilizzabili per studi paleoclimatici di dettaglio, ma restano comunque dei *markers* della stabilità geomorfologica delle superfici.

However, polycyclic soils are not only characterized by continued pedogenesis over time. Their internal profiles very often show relicts of ancient pedogenetic phases indicating morphoclimates different from those of the present day. In particular, pedo-relicts or deep layers of ferrallitic-lateritoid nature (Aleva, 1994) may be found in the deep portions of polycyclic soils in the Po Plain (Cremaschi & Busacca, 1994; Busacca & Cremaschi, 1998).

From a climatic viewpoint, polycyclic soils record the interrupted passage between the preglacial and glacial Pleistocene, from ferrallitic to fersiallitic phases (Cremaschi, 1987; Trombino, 1998). During the subsequent glacial periods, pedogenesis was slowed but not interrupted, and accompanied by progressive integration of loess covers deposited inside the pedogenetic profile (fig. 11.3). In this sense, polycyclic soils and in particular «vetusols» cannot be used for detailed paleoclimatic studies, although they are still markers of the geomorphological stability of surfaces.

9.4 Erosion glacia, fluvioglacial complexes, and fans

The margins of the Po Plain typically show some special forms of planation on rocks which, mainly in the most westerly sector, make up the link between reliefs and the fluvial sedimentation plain. The most obvious examples of remains of ancient erosional glacia are found South of Torino, mainly on the western flank of the Asti hills North of Bra; other minor examples occur between Cuneo and Mondovì and South of Pinerolo (Ajassa & alii, 1989). In most cases, they are glacia raised and intersected by small valleys, showing remains of ancient soils and of thin alluvial covers in the preserved portions.

The link between reliefs and plain is also highlighted by the morainic amphitheatres, which show how Quaternary glacial tongues repeatedly reached some of the marginal areas of the plain, near the mouths of Alpine valleys. In continuity with pede-Alpine glacial structures are clearly identifiable proglacial plains (sandur) and numerous traces of ancient meltwater channels.

The terracing of the Alpine sandur is often connected to the activity of these channels and, after glacial extinction, to the activity of rivers, which inherited the few still active channels. The Map shows typical and sometimes wide cuts belonging to the sandur, revealing variations in discharge and solid transport from retreating glacial fronts (fig. 9.6). Attention should therefore be paid to the interference between processes of aggradation/incision and lateral erosion. Some ancient meltwater channels are particularly significant, including: a) the channel leaving the morainic amphitheatre of the Lago d'Isèo, East of Rovato, extinguished after erosion and draining by the river Oglio; b) smaller channels near Castiglione delle Stiviere, on the western flank of the Lake Garda amphitheatre, and those leaving the Tagliamento amphitheatre. The latter best illustrate the large cuts in the sandur, currently crossed by small rivers such as the Corno, near Codroipo (fig. 9.6), and the Cormór, near Udine.

9.4 Glacis d'erosione, complessi fluvioglaciali, conoidi

La Pianura Padana è caratterizzata ai suoi bordi da alcune particolari forme di spianamento su roccia che costituiscono, soprattutto nel settore più occidentale, il raccordo tra i rilievi e la pianura di sedimentazione fluviale. Gli esempi più vistosi di resti di *antichi glacis di erosione* si rinvengono nell'area piemontese a Sud di Torino, principalmente sul versante occidentale delle colline di Asti a Nord di Bra; lembi meno estesi si rinvengono tra Cuneo e Mondovì e nell'area a Sud di Pinerolo (Ajassa & alii, 1989). Nella maggior parte dei casi si tratta di *glacis sollevati* e intersecati da vallecole, che presentano nelle porzioni conservate resti di suoli antichi e resti di coperture alluvionali di debole spessore.

Il raccordo tra i rilievi e la pianura risulta caratterizzato anche dalla presenza di anfiteatri morenici che testimoniano come le lingue glaciali abbiano ripetutamente, durante il Quaternario, raggiunto alcune aree marginali della pianura stessa in corrispondenza di sbocchi vallivi alpini. In continuità con gli apparati glaciali pedevalpini sono ben identificabili le piane proglaciali (*sandur*) e numerose *tracce di antichi scaricatori fluvioglaciali*.

Spesso il terrazzamento dei *sandur* alpini si riallaccia all'attività di questi scaricatori e, dopo l'estinzione glaciale, all'attività dei fiumi, eredi dei pochi scaricatori rimasti attivi. La *Carta* permette di individuare tipiche incisioni, spesso larghe, appartenenti ai *sandur* stessi, che testimoniano le variazioni delle portate liquide e solide dei corsi d'acqua provenienti dalle fronti glaciali che alle loro spalle si stavano ritirando (fig. 9.6). Va posta perciò l'attenzione sull'interferenza tra i processi di aggradazione/incisione e quelli di erosione laterale. Alcuni antichi scaricatori fluvioglaciali risultano a questo proposito particolarmente significativi; tra essi sono da citare: a) lo scaricatore che si incunea nell'anfiteatro morenico del Lago d'Iseo, a Est di Rovato, disattivatosi in seguito alle azioni erosive e drenanti del fiume Oglio; b) gli scaricatori, meno evidenti del precedente, che si rinvengono nell'area di Castiglione delle Stiviere, sul fianco occidentale dell'anfiteatro del Lago di Garda, e gli scaricatori che si affacciano dall'anfiteatro del Tagliamento. Questi ultimi sono quelli che meglio evidenziano le larghe incisioni nel *sandur*, percorse attualmente da corsi d'acqua come il Corno, verso Codroipo (fig. 9.6), e il Cormór, verso Udine.

I *conoidi* e le incisioni fluviali entro i conoidi stessi fotografano l'attività nel tempo dei processi fluviali di aggradazione e di erosione. Le dimensioni dei singoli conoidi sono molto varie, da pochi chilometri quadrati ad oltre 300 (Olona), così come le forme e le pendenze. Per tale motivo i conoidi sono stati cartografati secondo tre classi di pendenza (>20‰, 20-10‰, <10‰). Questi poi sono stati limitati nella zona distale alle aree con pendenza intorno al 4‰ poiché al di sotto di tale valore risulta, nella quasi totalità dei casi, problematico e comunque aleatorio individuare un limite certo dei corpi di aggradazione.

I conoidi della pianura Padana sono da ascrivere a due differenti tipologie; possiamo infatti distinguere: a)

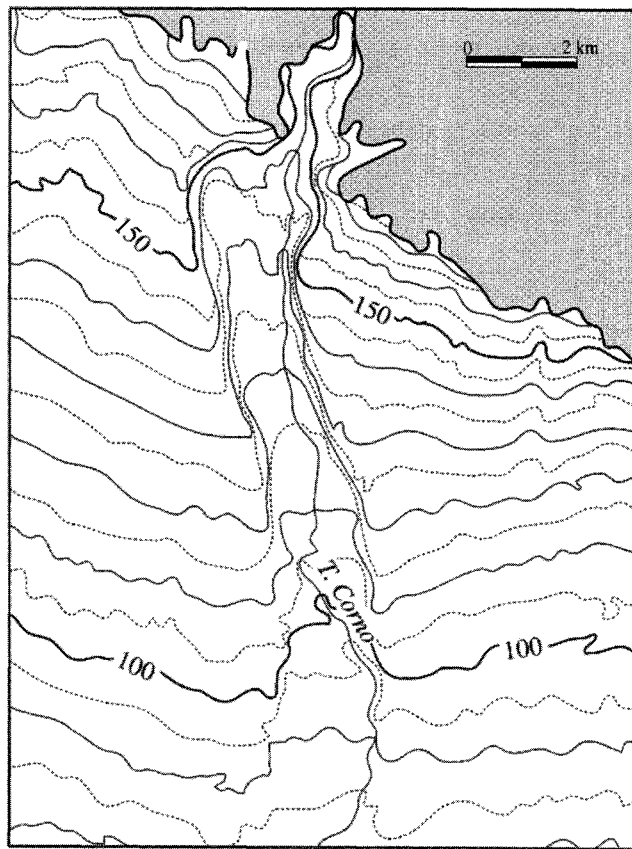


FIG. 9.6 - L'altimetria del *sandur* al piede delle colline moreniche dell'anfiteatro del Tagliamento (in grigio), presso San Daniele del Friuli. Si noti la larga incisione, ora percorsa dal Torrente Corno.

FIG. 9.6 - Altimetry of *sandur* at the foot of the moraines of Tagliamento amphitheatre (in grey), near San Daniele del Friuli. Note wide cut, now followed by Corno stream.

Fans and river cuts in fans reveal, through time, aggradation and erosion by rivers. The fans themselves vary considerably in size, from a few square km to more than 300 km² (Olona), and the same is true of their shapes and slopes. For this reason, fans are mapped according to three slope classes (>20‰, 20-10‰, <10‰). They are then limited distally to areas with slopes around 4‰, because at lower values, in almost all cases, fixing definite boundaries of individual aggradation bodies became problematic or in any case vague.

The Po Plain fans are of two different types: a) complex: generally showing aggradation phases during glacial periods and interglacial erosional phases, and thus called polychronological and polyphasic, strongly influenced by the climatic variations of the Quaternary; b) mainly Holocene fans, the exclusive result of fluvial aggradation, not dissected and strongly influenced by the geometric characteristics, available sediments, and the hydraulic parameters of the watercourses.

un primo gruppo di conoidi che potrebbero essere definiti complessi; questi presentano in genere fasi di aggradazione durante i periodi glaciali e fasi erosive interglaciali, definibili perciò policronologici e polifasici, fortemente influenzati quindi dalle variazioni climatiche quaternarie; b) un secondo gruppo di conoidi, formati prevalentemente nell'Olocene, frutto esclusivamente di azioni di aggradazione fluviale, non interessati dalla dissezione e fortemente condizionati dalle caratteristiche geometriche, dai sedimenti disponibili e dai parametri idraulici dei relativi corsi d'acqua.

Al primo gruppo appartengono i grandi conoidi della pianura che bordano quasi con continuità il margine alpino (Guzzetti & alii, 1997). Questi presentano sulla loro superficie tracce di idrografia abbandonata sovradimensionata rispetto all'attuale e giustificabile con ingenti portate solide e liquide compatibili con alimentazione glaciale (Marchetti, 1996). La giustapposizione o coalescenza dei principali conoidi a formare una fascia praticamente continua a una certa distanza dal margine dei rilievi finisce col realizzare un esteso *glacis di accumulo*.

Le variazioni del rapporto portate liquide / portate solide conseguenti alla deglaciazione hanno provocato la generale dissezione dei conoidi del versante alpino; tutti i fiumi di questo settore scorrono infatti entro incisioni con scarpate alte decine di metri. Come esempi ben evidenti si possono citare i casi del Tagliamento, dell'Adige, dell'Adda e della Stura di Lanzo (fig. 9.7).

Sul versante appenninico, invece, dopo una fase di dissezione non sempre evidente sui singoli conoidi, è proseguita l'aggradazione fluviale, e a valle di un certo punto («punto di intersezione», Wasson, 1974) è ripresa l'aggradazione durante l'Olocene. Ad un periodo di stabilità e formazione di suoli sui depositi di conoide testimoniati da presenza di insediamenti mesolitici (Alessio & alii, 1981; Cremaschi, 1985) si succedettero, infatti, numerose fasi di aggradazione testimoniate da insediamenti neolitici, del bronzo, romani ecc., sepolti da sedimenti con spessori metrici, dovuti a singoli episodi fluviali. Esempi ben evi-

Examples of the first type are the large fans of the plain which almost constantly border the Alpine margin (Guzzetti & alii, 1997). Their surfaces show traces of abandoned water networks, much larger than current ones, interpreted as resulting from sediment load and water discharge compatible with glacial feed (Marchetti, 1996). The overlap or coalescence of the main fans, to form a practically continuous belt at a certain distance from the margin of the reliefs, eventually gave rise to extensive accumulation glacis.

Variations of the ratio of water/sediment discharge as a consequence of deglaciation caused generalized dissection of fans on the Alpine side, and all the rivers of this sector do flow in valleys bordered by scarps sometimes several dozen metres high. Good examples are the rivers Tagliamento, Adige, Adda and Stura di Lanzo (fig. 9.7).

Instead, on the Apennine side, after a dissection phase which is not always evident in single fans, fluvial aggradation followed and, downstream from a certain point («intersection point», Wasson, 1974), aggradation was resumed during the Holocene. A period of stability and formation of soils on fan deposits, shown by the presence of Mesolithic settlements (Alessio & alii, 1981; Cremaschi, 1985), was followed by many phases of Holocene aggradation, revealed by settlements of Neolithic, Bronze and Roman age, buried by sediments often several metres thick, due to single floods. Good examples are almost all the Emilian water-courses between the river Taro and Bologna. The Apennine fans are thus composed of Late Pleistocene gravel in their proximal parts; sediments are finer and Holocene in age further downstream (Cremaschi & Marchetti, 1995).

Phases of aggradation and dissection may be repeated several times during the evolution of a fan, although the definite succession of events of this type is not always clear. In one case, that of the Stura di Lanzo, an outer, raised alluvial surface can be identified, the areas of which are called «vaude», characterized by soils deeper than 1 m and cut by small but deep valleys. This surface, which was deeply dissected, as revealed by scarps more than 20 m high, is to be attributed to a glacial period preceding the Last Glacial. A

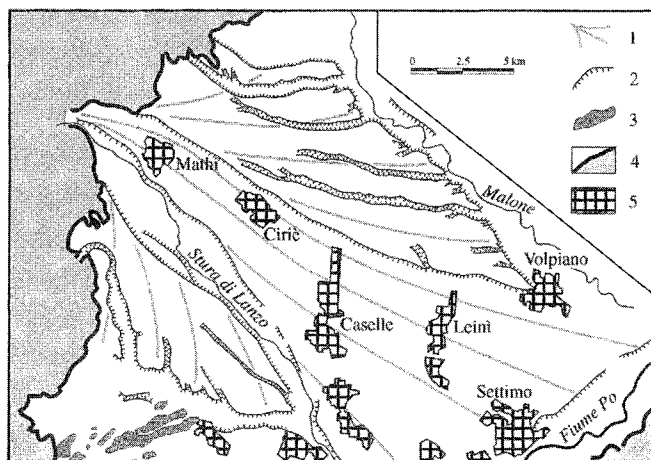


FIG. 9.7 - Schizzo geomorfologico dell'area a Nord di Torino. In evidenza le varie fasi di accrescimento e terrazzamento del conoide della Stura di Lanzo: 1 - conoidi alluvionali; 2 - scarpate fluviali; 3 - depositi glaciali nei complessi di colline moreniche; 4 - substrato prequaternario; 5 - principali centri urbanizzati.

FIG. 9.7 - Geomorphological sketch-map of area North of Torino, showing various phases of growth and terracing of Stura di Lanzo fan: 1 - alluvial fans; 2 - fluvial scarps; 3 - glacial deposits in morainic hills; 4 - pre-Quaternary substrate; 5 - main towns.

deni sono costituiti da quasi tutti i corsi d'acqua emiliani tra il Taro e Bologna. I conoidi appenninici risultano così costituiti da ghiaie tardopleistoceniche nella parte prossimale mentre più a valle la sedimentazione è più fine e di età olocenica (Cremaschi & Marchetti, 1995).

Nell'evoluzione di un conoide le fasi di aggradazione e dissezione si possono ripetere più volte; una successione di eventi di questo tipo si può notare con sicurezza solo in pochi casi. Ad esempio, nel caso della Stura di Lanzo, si riconosce una superficie alluvionale, più esterna e sopraelevata, le cui aree sono dette *vaude*, caratterizzata da suoli con profondità superiore al metro e incisa da vellecole profonde. Questa superficie che ha subito una dissezione evidente, testimoniata dalla presenza di scarpate con dislivello superiore a 20 metri, è da attribuirsi ad un glaciale precedente l'ultimo. All'interno dell'incisione prodottasi si è poi formato un nuovo corpo sedimentario, un conoide incastrato, e questo a sua volta ha subito episodi di dissezione che hanno disattivato la parte orientale del conoide stesso su cui sorgono i centri abitati di Mathi, Ciriè, Caselle. Attualmente la Stura di Lanzo ha la possibilità di divagare entro una fascia larga non più di 2 chilometri a fronte di una fascia di divagazione, che costituisce il conoide incastrato, ampia almeno 5 chilometri, confinato entro le alte scarpate di cui si è detto precedentemente (fig. 9.7). Una situazione simile, apparentemente di lettura più complessa, si riscontra anche per il conoide del Cervo (Biella).

Al secondo gruppo di conoidi possono essere ascritti sia quei pochi casi connessi alla grande aggradazione dei periodi glaciali che non hanno subito successiva dissezione durante il postglaciale, sia tutti quelli che si sono accresciuti durante l'Olocene con limitati episodi di incisione. Il conoide del Piave, formatosi nel Pleistocene al tempo del deflusso del fiume ad Ovest del Montello, è un esempio molto chiaro del primo tipo. Esso è caratterizzato da una superficie costituita da depositi ghiaiosi con alterazione superficiale e dossi larghi e poco rilevati che divergono da due apici corrispondenti a due passaggi posti ai lati del terrazzo isolato di Montebelluna, e si prolungano verso l'allineamento Castelfranco Veneto - Treviso. Un bell'esempio di grande conoide olocenico appartiene ancora al sistema del Piave, ma con apice ad Est del Montello, ed è caratterizzato da pendenza minore del precedente e da sedimenti che da ghiaiosi passano a sabbiosi verso la parte distale, dove tuttavia si prolungano numerosi dossi ghiaiosi.

Nel settore emiliano-romagnolo si rilevano conoidi tipicamente olocenici che appaiono affiancati ma ben separati tra loro presentando una tipologia sia a ventaglio classica sia anche conoidi «a lobo» con angolo di apertura di 20-30° (definibili anche «dosso-conoide») (Elmi & alii, 1991).

Il conoide del Torrente Cellina, a Nord di Pordenone, merita di essere citato non tanto per le sue dimensioni ma per la sua esemplarità didattica come conoide composito. Tale conoide, infatti, permette di individuare con estrema chiarezza un grande corpo di aggradazione pleistocenico (con l'apice presso Maniago, a 310-320 m s.l.m., e il piede che raggiunge Pordenone, a 30-40 m) inciso in un solco

new sedimentary body, an embedded fan, was again aggraded inside the resulting cut, which in turn underwent episodes of dissection which deactivated the eastern part of the fan, now occupied by the villages of Mathi, Ciriè and Caselle. The Stura di Lanzo can only flow along a belt no wider than 2 km, whereas the surface which makes up the embedded fan, is at least 5 km wide, confined between the already-mentioned high scarps (fig. 9.7). A similar situation, apparently more complex, occurs in the Cervo fan, near Biella.

To the second group of fans may be ascribed both those few cases connected with the large-scale aggradation typical of the glacial periods which did not later undergo dissection during the post-glacial period, and all those which grew during the Holocene, with limited episodes of cutting. The Piave fan, which formed in the Pleistocene when the river flowed West of the Montello relief, is a very clear example of the first type. It has a surface composed of gravelly deposits with surface weathering and large, relatively flat ridges which diverge from two apices, corresponding to two passages at the sides of the isolated terrace of Montebelluna, and then extend towards the Castelfranco Veneto-Treviso alignment. A fine example of a large Holocene fan again concerns the Piave system, but its apex is East of Montello, with a smaller slope than the preceding example and with sediments which pass from gravelly to sandy distally (where many gravelly ridges extend).

In the Emilia-Romagna section, typically Holocene fans appear to be flanked but are in fact separate, showing both the classical open-fan shape and «lobed» fans, with an aperture of 20-30° (also called «ridge fans») (Elmi & alii, 1991).

The fan of the Cellina (in Friuli, North of Pordenone), deserves mention not so much for its size as for its exemplary nature as a composite fan. It is an extreme good specimen of a large Pleistocene aggradation body, with an apex near Maniago (310-320 m a.s.l.) and a foot which reaches as far as Pordenone (30-40 m a.s.l.), dissected by the stream, 5-20 m deep. There is also a second (Holocene) fan grafted in the first one, at an intersection point of about 200 m a.s.l. This fan is also clearly defined downstream, not only by the contour lines but also because its boundary is highlighted by the sharp variation in surface lithology between the fan gravel and the fine sandy or pelitic deposits downstream.

9.5 Terraces and erosional forms

Ample terraced surfaces were already known to old authors (Stella, 1895; Sacco, 1896; Patrini, 1918; Sacco, 1930; Desio, 1937, etc.), who called them «diluvium», «alluvium», «pianalto», and so on. Their attribution to definitely Quaternary events is still problematical, and research within the framework of the new project for Italian geological mapping, scale 1:50,000, still continues.

Of the largest surfaces, mention must be made of those near the Alpine margin and particularly in Piemonte, on the ancient fan of the Stura di Lanzo, between the Cervo stream and the river Ticino, and, in Lombardia, between

profondo tra 5 e 20 metri; è altresì ben individuabile un secondo conoide (olocenico) innestato nel precedente, a partire da un punto di intersezione posizionato circa a quota 200 m. Il conoide risulta facilmente delimitabile anche verso valle non solo per l'andamento delle isoipse ma anche perché il limite è sottolineato dalla brusca variazione della granulometria dei sedimenti tra le ghiaie del conoide e i depositi pelitici o di sabbia fine a valle.

9.5 Terrazzi e forme di incisione

Estese superfici che costituiscono terrazzi erano state già riconosciute dai vecchi autori (Stella, 1895; Sacco, 1896; Patrini, 1918; Sacco, 1930; Desio, 1937) che le indicavano con termini come «diluvium», «alluvium», «pianalto» o altri ancora; la loro attribuzione ad eventi precisi del Quaternario è, finora, risultata problematica ed è ancora oggetto di ricerche, che si stanno compiendo nel quadro del nuovo progetto di cartografia geologica nazionale a scala 1:50.000.

Tra le superfici più estese, sono da ricordare quelle addossate al margine alpino e in particolare in Piemonte, quelle riconducibili in pianta all'antico conoide della Stura di Lanzo, quelle comprese tra il Torrente Cervo e il Fiume Ticino, mentre in Lombardia, quelle tra il Ticino e il Brembo. Alcune di queste corrispondono a resti di antichi *sandur*; nella carta risultano evidenti per il colore arancio della coltre di alterazione superficiale, oppure rossastro, che corrisponde alla presenza della copertura di loess associata a profonde coltri di alterazione.

Tra le forme di erosione evidenti sono da ricordare le *scarpate di terrazzo*. Queste sono state cartografate con tre simboli differenti in funzione della loro altezza (>20 m; 5-20 m; <5 m) e descrivono orli di terrazzi fluviali per lo più convergenti, classificabili in più ordini.

In continuità con i rilievi sia alpini sia appenninici vari tipi di terrazzi (più ampi sul versante alpino, più ridotti e spesso deformati da movimenti tettonici su quello appenninico) sono caratterizzati da pendenze superiori a quelle della piana circostante. L'andamento delle scarpate evidenzia quindi allo sbocco in pianura dei principali corsi d'acqua alvei fortemente incassati, alcune volte costituiti da vere e proprie *forre* incise in pareti conglomeratiche (*forre dell'Adda*, fig. 9.8, e del *Natisone*); ciò si osserva soprattutto in quei settori pedalpini in cui sono mancati durante l'Olocene intensi fenomeni di aggradazione. La *forra dell'Adda*, in particolare (fig. 9.4) rappresenta un caso significativo perché è stata scavata più volte, e poi più volte riempita da nuovi depositi ghiaiosi, fino all'ultima fase di reincisione postglaciale.

La genesi dei terrazzi nelle fasce pedemontane è sempre stata oggetto di interessanti discussioni. Qui ci si limita a illustrare due punti di vista che si riferiscono, il primo, all'evoluzione fluviale, il secondo alle ripetute fasi pedogenetiche su superfici terrazzate. La figura 9.9 rappresenta lo schema generale della formazione dei terrazzi «climatici» allo sbocco di una valle in pianura: Trevisan

the Ticino and the Brembo; some of these are the remains of old sandur. The Map shows weathering mantles in orange, or dark pink, corresponding to loess covers associated with deep weathering covers.

One of the evident erosional forms are terrace scarps. These are shown by three different symbols according to their height (>20 m; 5-20 m; <5 m) and describe the borders of fluvial terraces, classified into several orders and mainly decreasing in height downstream.

In continuation with both Alpine and Apennine reliefs are various types of terraces, with slopes greater than those of the surrounding plain (larger on the Alpine side, smaller on the often tectonized Apennine side). The trend of these scarps thus indicates the entry into the plain of the main rivers, with deep beds, sometimes true gorges cut in conglomeratic walls (e.g., Adda, fig. 9.8; Natisone), mainly observed in pede-Alpine sectors in which intense aggradation did not occur during the Holocene. In particular, the Adda gorge (fig. 9.4) is a significant case because it was carved out and filled in by new gravel deposits several times, until the last phase of post-glacial re-cutting.

The genesis of the terraces in the piedmont belts has always aroused interesting debate. Only two viewpoints are illustrated here, one regarding fluvial evolution, and the other repeated pedogenetic phases on terrace surfaces. Fig. 9.9 shows the general scheme of formation of «climatic terraces» at the entry of a valley into the plain. Trevisan (in Marinelli, 1948) attributed alternating phases of accumulation and erosion respectively to downstream and upstream migration of the «neutral point» («n», i.e., the point of separation between mainly eroding river beds (upstream) and mainly sedimenting ones (downstream)).

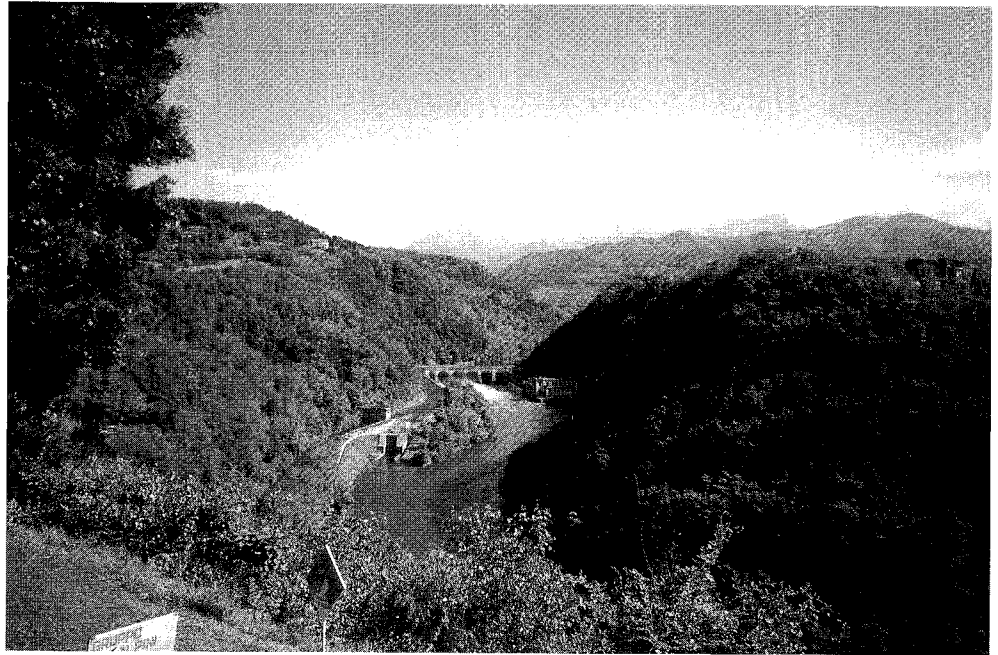
Fig. 11.3 illustrates a situation observed in the sub-Apennine belt along the Trebbia. From bottom to top, it shows the evolution of terrace covers of various age, from the oldest to the most recent, gradually subjected to various pedogenetic phases alternating with ones of eolian accumulation.

Surfaces similar to those of terraces near reliefs may also be identified inside the plain. They are composed of glacial, fluvioglacial and fluvial deposits, attributed to aggradation phases preceding the Last Glacial Maximum and isolated by the erosional action of rivers in later interglacial or glacial periods. Good examples are the terraces of Fossano, Trino Vercellese, Novara, the small ones of Lomellina, those of Casalpusterlengo, Crema-Soncino, and the high Brescia plain.

Another very large surface clearly defined by terrace borders is called the «livello fondamentale della pianura» («main surface of the plain») (Petrucci & Tagliavini, 1969), interpreted as the product of fluvioglacial and fluvial aggradation phases of the pede-Alpine plain as a consequence of the Last Glaciation (with doubts in some sectors). This type of surface may be found between Alpine reliefs and the Po and between the Dora Baltea and Verona. The present-day valleys of the main rivers are cut in it, and it is also bordered to the South by the erosion scarps of the Po. The scarp defining the terrace on the left bank of the Po is clear at the confluence with the Sesia as far as Cremona, where it disappears, to

FIG. 9.8 - Incisione del Fiume Adda al suo sbocco in pianura, dal ponte di Paderno d'Adda (Bergamo).

FIG. 9.8 - Cut of Adda at point where river enters plain, from bridge of Paderno d'Adda (Bergamo).



(in Marinelli, 1948) attribuisce l'alternarsi di fasi di accumulo e di erosione, alla migrazione verso valle e rispettivamente verso monte del «punto neutro» (*n*); questo rappresenta il punto di separazione tra i tratti d'alveo in prevalente erosione (a monte) e i tratti d'alveo in prevalente sedimentazione (a valle).

La figura 11.3, che schematizza una situazione osservata nella fascia subappenninica lungo il Trebbia, presenta, dal basso verso l'alto, l'evoluzione delle coperture dei terrazzi di diversa età, via via interessati (dai più antichi ai più recenti) da varie fasi pedogenetiche alternate a fasi di accumulo eolico.

Superfici simili a quelle dei terrazzi addossati ai rilievi sono identificabili anche all'interno della pianura, costituite da depositi glaciali, fluvio-glaciali e fluviali, attribuibili a fasi di aggradazione precedenti l'ultimo massimo glaciale e isolati dalle azioni erosive operate dalle acque superficiali nei successivi periodi interglaciali o glaciali. Tra questi sono evidenti i terrazzi di Fossano, Trino Vercellese, Novara, i piccoli lembi della Lomellina, di Casalpusterlengo, di Crema-Soncino e dell'alta pianura bresciana.

Altra evidente superficie delimitata da orli di terrazzi, e molto estesa, è quella detta «livello fondamentale della pianura», interpretata (con qualche riserva in alcuni settori) come il prodotto delle fasi di aggradazione fluvio-glaciale e fluviale nella piana pedemontana a seguito dell'ultima glaciazione (Petrucci & Tagliavini, 1969). Questa superficie si rinviene tra i rilievi alpini e il Po, tra la Dora Baltea e Verona. In essa si sono approfondite le attuali incisioni dei corsi d'acqua principali ed inoltre essa è bordata a Sud dalle scarpate di erosione del Po: la scarpata che delimita il terrazzo in sinistra Po è ben evidente tra la con-

reappear, in a short stretch further East, near the confluence with the Oglio, at a height of less than 5 m. In many cases, scarp trends are marked by a series of arched concavities where, as well as deepening, lateral erosion of meandering rivers produced the typical wide «meander belts». These

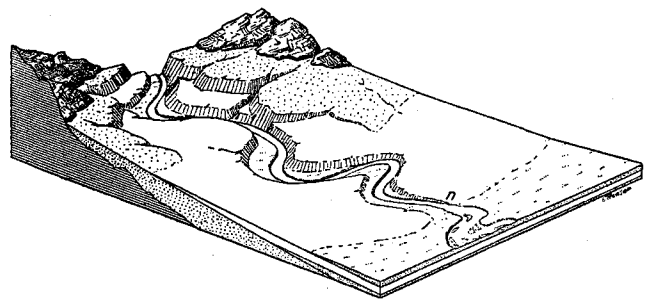


FIG. 9.9 - Schema della genesi dei terrazzi appartenenti a due cicli, secondo L. Trevisan (in Marinelli, 1948). Il ripiano più antico è contraddistinto dalla punteggiatura nella superficie; «*n*» rappresenta il «punto neutro», il punto cioè in cui il fiume cessa di erodere ed inizia la sedimentazione. Nella concezione dell'autore il punto neutro va inteso in senso dinamico, e può spostarsi verso monte e verso valle; il tratto compreso tra le diverse posizioni del punto *n* è soggetto, attraverso i cicli climatici, ad alternanze di deposito e di erosione.

FIG. 9.9 - Genesis of terraces belonging to two cycles, according to L. Trevisan (in Marinelli, 1948). Older level marked by surface dotting; «*n*» is the «neutral point», i.e., point at which river ceases to erode and begins sedimentation. In author's view, neutral point is understood in dynamic sense, and may move upstream and downstream; river stretch between different positions of neutral point is subject to alternating deposition and erosion during climatic cycles.

fluenza con la Sesia fino a Cremona dove scompare per riapparire, in un breve tratto più ad oriente, nei pressi della confluenza con l'Oglio, con altezza inferiore a 5 metri. L'andamento delle scarpate, in molti casi, è contrassegnata da una serie di concavità, dove, oltre all'approfondimento, si è realizzata un'erosione laterale dei fiumi con letto a meandri che ha prodotto tipiche «fasce a meandri» allargate. Questi aspetti sono espressi in modo tipico nel caso delle piane di divagazione fluviale olocenica lungo i maggiori affluenti di sinistra del Po e lungo l'Adige (Sorbinini & alii, 1984; Marchetti, 1992).

Insieme di vallecole più o meno ramificate, forme di erosione dovute allo scorrimento delle acque superficiali, sono tipicamente distribuite sulle superfici più antiche della pianura. Le vallecole sono state distinte, sulla Carta, in due categorie principali: a) vallecole a V o a fondo piatto, profonde e b) vallecole larghe, svasate, poco profonde.

Nella maggior parte dei casi esse si sviluppano su superfici a minor permeabilità dovuta alla presenza di depositi loessici e coperture di suoli con spessori superiori al metro; tali caratteristiche si rinvencono su lembi di superfici terrazzate o su *glacis* di erosione, comunque su superfici di norma piuttosto pendenti. Le aree di maggior sviluppo di queste forme sono quindi quelle dei terrazzi pedalpini dell'area piemontese e lombarda (fig. 9.10). Le vallecole rappresentano, in parte, i resti di un reticolo idrografico abbandonato, per effetto della disattivazione delle superfici su cui è impostato e, in parte, sono la risposta all'abbassamento del livello di base indotto dalle azioni di erosione che hanno provocato il terrazzamento delle superfici stesse.

aspects are well exemplified on the sides of Holocene plains along the Adige and along the major tributaries on the left side of the Po (Sorbinini & alii, 1984; Marchetti, 1992).

Sets of more or less ramified small valleys, forms of erosion due to small streams, are typical on the older surfaces of the plain. These small valleys are marked on the Map in two main categories: a) V-shaped or deep flat-bottomed valleys; and b) small but wide, open, round-bottomed valleys.

In most cases, they develop on surfaces of lower permeability, due to the presence of loess deposits and soil covers often more than 1 m thick. As these features are found on tongues of terraced surfaces or erosion glacis, in any case generally on surfaces with quite high slope, they therefore mainly occur in the pede-Alpine terraces in Piemonte and Lombardia (fig. 9.10). The small valleys partly represent the remains of a drainage network abandoned due to disactivation of the surfaces on which it originally lay, and are partly the response to lowering of the base level, due to erosion which created the terracing of the surfaces themselves. On the Brianza terraces, the network of these small valleys combines two different patterns, one subparallel and one centrifugal.

The Map also indicates the recurrent presence of aligned spring incisions. In Friuli, these gave rise to a network of clearly defined incised rivers entering the Livenza and Meduna. These forms are only mapped where the difference in level between the water surface and ground level is greater than 2 m and where the cut continues as a fluvial cut. For this reason, they are only represented in

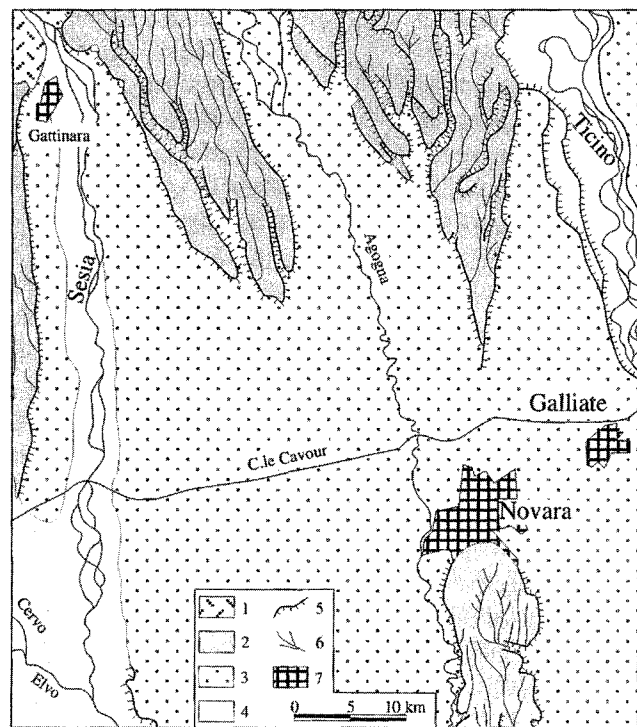


FIG. 9.10 - Schizzo geomorfologico dell'area tra Sesia e Ticino presso Novara. In evidenza le vallecole che si sviluppano sui terrazzi pedalpini dell'area piemontese: 1 - substrato prequaternario; 2 - depositi glaciali, fluvioglaciali e fluviali pleistocenici con copertura di loess, fortemente alterati in superficie; 3 - depositi fluvioglaciali e fluviali tardo-pleistocenici («livello fondamentale della pianura»); 4 - depositi fluviali olocenici; 5 - principali scarpate fluviali; 6 - vallecole a V profonde; 7 - principali aree urbanizzate.

FIG. 9.10 - Geomorphological sketch-map of area between Sesia and Ticino near Novara. Small valleys develop on pede-Alpine terraces of Piedmont area: 1 - pre-Quaternary substrate; 2 - Pleistocene glacial, fluvioglacial and fluvial deposits with loess cover, severely weathered on surface; 3 - Late Pleistocene fluvioglacial and fluvial deposits («main surface of the plain»); 4 - Holocene fluvial deposits; 5 - main fluvial scarps; 6 - deep V-shaped valleys; 7 - main towns.

se. Sui terrazzi della Brianza, il reticolo individuato da queste vallecole mostra la combinazione di due differenti *patterns*, uno subparallelo e uno centrifugo.

La Carta geomorfologica indica inoltre la ricorrente presenza di *testate di incisioni di risorgiva* allineate; da esse, in Friuli, si diparte un reticolo di incisioni ben definito che confluisce nella Livenza e nella Meduna. A proposito di tali forme di incisione, esse sono state cartografate esclusivamente ove il dislivello tra pelo d'acqua e piano campagna è maggiore di 2 metri e dove l'incisione si continua in un'incisione fluviale. Per tale motivo risultano rappresentate solo in alcune aree, tra cui quella sopra ricordata e quella tra Codroipo e Palmanova. Aree caratterizzate da generalizzata presenza di risorgive sono ricordate nel Capitolo 5 («Idrografia»).

9.6 Dossi fluviali, paleoalvei, deviazioni di corsi d'acqua

I *dossi fluviali* sono stati ben evidenziati mediante l'esecuzione di dettagliate indagini sull'altimetria della piana (tracciamento di curve di livello con equidistanza di un metro). Questi dossi rappresentano forme nastriformi a volte con sviluppo lineare di diverse decine di chilometri che interrompono la continuità piatta della pianura alluvionale. Sono ovviamente rappresentati da forme in rilievo della Pianura Padana ma assumono significati differenti nei vari settori. In generale, la forma convessa deriva dalla presenza di argini naturali di un corso d'acqua o più spesso dalla giustapposizione di più argini naturali.

Ai dossi fluviali è stata dedicata molta attenzione: di conseguenza si è prodotto uno sviluppo notevole del loro studio morfografico e morfometrico; nonostante ne siano state evidenziate diverse tipologie, essi sono stati riuniti per la rappresentazione su questa *Carta*, secondo un criterio descrittivo, in due soli tipi: un primo tipo particolarmente pronunciato (altezza >2 m, pendenza longitudinale <1‰); un secondo tipo meno pronunciato, con pendenza longitudinale >1‰.

Dossi fluviali compaiono quasi ovunque nella Pianura Padana. Nell'alta pianura, nella fascia distale dei grandi conoidi o anche sopra di essi compaiono forme generalmente poco sviluppate linearmente e più tozze.

Nella zona di pertinenza appenninica esternamente ai conoidi si sviluppano dossi evidenti, con lunghezze di diversi chilometri, che si dipartono a ventaglio quasi a rappresentare una sorta di prolungamento del conoide ancora in gestazione. Queste forme rappresentano testimonianza di corsi d'acqua pensili olocenici e risultano ben evidenti tra Piacenza e Cesena con dossi di particolare risalto quali quelli relativi ai domini dei fiumi Parma, Enza, Secchia, Panàro, Reno, Senio e Savio. Nella zona di pertinenza alpina sono da ascrivere a questa tipologia e con particolare evidenza i dossi del Piave.

Nella zona di pertinenza alpina i dossi di maggior evidenza sono generalmente localizzati nella media pianura al passaggio tra i depositi ghiaiosi e quelli sabbiosi e sono da considerarsi forme non in equilibrio con l'attuale sistema morfodinamico. Essi generalmente rappresentano tratti di

some areas like those mentioned above or, for example, between Codroipo and Palmanova. See Chapter 5 for the typical spring areas.

9.6 Fluvial ridges, abandoned riverbeds and diversions

Fluvial ridges are clearly evident where detailed study of plain altimetry has been carried out (tracing of contour lines every metre). These ridges are sometimes ribbon-shaped and run for dozens of km, interrupting the flat continuity of the alluvial plain. They are of course represented by relief forms in the Po Plain, but acquire different meanings in the various sectors. Their convex form is due to the natural levees of a river or, more often, to the overlap of several natural levees.

Much attention has been devoted to fluvial ridges, a considerable amount of information coming from morphographic and morphometric sources. Although various types have been identified, for purposes of representation on this Map, according to a descriptive criterion, they are combined in only two types: pronounced (height >2 m, longitudinal slope <1‰) and less pronounced (with longitudinal slope >1‰).

Fluvial ridges are found almost everywhere in the Po Plain. In the high plain, linearly less well-developed and more rounded forms occur in the distal parts of the large fans or sometimes on the fans.

In the Apennine rivers area, evident ridges develop outside fans, several km long, opening out in a splay shape, almost as if to represent the extension of a fan still being created. These forms are the remains of Holocene hanging rivers and are evident between Piacenza and Cesena, e.g., those in the domains of the rivers Parma, Enza, Secchia, Panàro, Reno, Senio and Savio. In the Alpine area, they are to be ascribed to this type of ridge, particularly the Piave ridges.

In the Alpine rivers area, the most obvious ridges are generally found in the mid-plain, at the passage between gravel and sand deposits, and are to be viewed as forms not in equilibrium with the current morphodynamic system. They are usually stretches of natural levees or meander bars of Late Pleistocene rivers, with sizes and discharges greater than those of present-day Alpine rivers (Marchetti, 1992) (fig. 9.11). Good examples are the straight ridges between the rivers Chiese and Mella, and the meandering ones in the Brescia-Cremona area (Marchetti, 1993).

However, it is in the low plain where fluvial ridges, here always Holocene in age, are most frequent. The tendency of the rivers in this area to rise and become hanging is closely linked to the Holocene predominance of sedimentation over erosion, and was enhanced by the practice, from Roman times onwards, of building artificial banks.

The height of fluvial ridges over the surrounding plain is not, however, only the result of the size and persistence of rivers and the amount of their load (and thus of sedimentation). It also depends on the degree of sedimentation in adjacent areas, perhaps due to other rivers or other processes, and of cases of lowering caused by compaction,

argini naturali o barre di meandro di corsi d'acqua tardo-pleistocenici con dimensioni e portate maggiori di quelle riferibili agli attuali corsi d'acqua di pertinenza alpina (Marchetti, 1992) (fig. 9.11). Ben evidenti sono i dossi rettilinei distribuiti tra i fiumi Chiese e Mella e quelli meandriformi nell'area bresciano-cremonese (Marchetti, 1993).

È però nel settore di bassa pianura dove i dossi fluviali, qui sempre olocenici, si rinvergono con la massima densità. La tendenza dei fiumi, in questa zona, ad innalzarsi e a divenire pensili è strettamente legata alla predominanza, in età olocenica, dei processi di sedimentazione su quelli erosivi. Tale tendenza è stata poi esaltata dalla pratica di munire i fiumi, a partire dall'età romana, di argini artificiali.

L'altezza dei dossi fluviali rispetto alla pianura circostante non è però solo funzione dell'importanza e della persistenza del fiume e dell'entità del carico detritico (e quindi della relativa sedimentazione); dipende infatti anche dall'entità della sedimentazione avvenuta nelle aree adiacenti, magari per opera di altri fiumi o di altri processi, e degli abbassamenti ivi prodottisi a causa di costipamenti, talora esaltati dalla bonifica o dalla stessa utilizzazione agricola del suolo. Va d'altronde tenuto presente che il diverso costipamento dei sedimenti sottostanti, o la stessa subsidenza, hanno in genere scarso effetto sull'altezza di tali corpi sedimentari quando appartengono a fiumi attivi, ma influenzano invece fortemente l'altezza di quelli abbandonati. Le attività dell'uomo possono modificare queste altezze, riducendole mediante spianamenti o con le operazioni di aratura, o aumentandole con sopraelevazioni, specie in corrispondenza di insediamenti (Bondesan & alii, 1995; Castiglioni, 1995). D'altronde in questo ambiente, frequentemente soggetto ad allagamenti,

sometimes enhanced by reclamation operations or agricultural use of land. It should also be noted that the different degree of compaction of underlying sediments, or subsidence, generally has little effect on the height of these sedimentary bodies when they belong to active rivers, but they do greatly influence the height of abandoned ones. Human activities may modify these heights, reducing them by flattening or ploughing, or raising them, especially near towns (Bondesan & alii, 1995; Castiglioni, 1995). In these frequently flooded environments, almost all human settlements, even in prehistoric times, were built on fluvial ridges (Este, Monselice, and Adria, to quote only the most obvious examples), as were roads (Ferri & Calzolari, 1989; Bondesan, 1990).

Examples of this type of fluvial ridge, for their continuity and evident relief, are those of the prehistoric Adige, passing through Este and Monselice, several large ridges, e.g., Po di Adria, which was already active in the Bronze Age (Veggiani, 1972), the Po branch passing through Rovigo and reaching the Adige (Castiglioni, 1978), and the ridges formed by the Reno, slightly SW of Ferrara, active between the 16th and 19th centuries (Bondesan, 1990; Bondesan & alii, 1992). One of the most ancient is a ridge less than 2 m high with respect to the surrounding ground level, called the Po di Spina, a river branch active from the Bronze Age to the early Middle Ages, West of Comacchio and quoted by Pliny the Elder in the third volume of his *Naturalis historia*.

In many cases, the inner part of the ridge is occupied by a watercourse, e.g., the Po di Volano and Po di Primaro, now abandoned branches but important in late Medieval times and with still-existing Renaissance embankments, or the Adigetto and most of the so-called Ramo della Lunga,

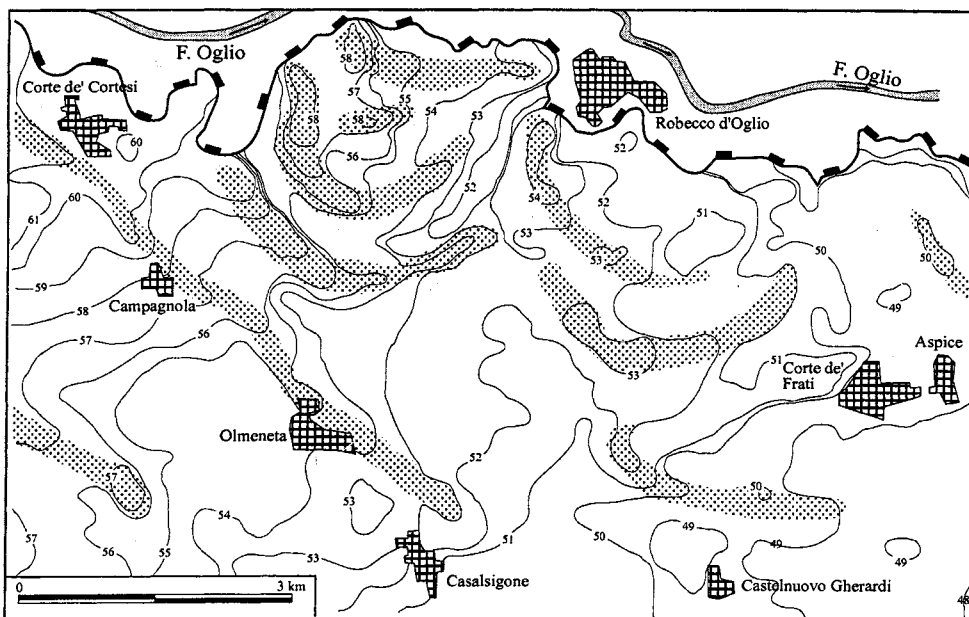


FIG. 9.11 - Dossi fluviali a largo raggio di curvatura (aree puntinate) localizzati a Sud del fiume Oglio, al confine tra le province di Cremona e di Mantova (da Marchetti, 1992, modif.).

FIG. 9.11 - Fluvial ridges with wide curvature radii (dotted areas), South of Oglio, between provinces of Cremona and Mantova (modified after Marchetti, 1992).

quasi tutti gli insediamenti, già a partire da tempi proto-storici, sono sorti sui dossi (Este, Monselice, Adria solo per citare i casi più evidenti), come pure le strade (Ferri & Calzolari, 1989; Bondesan, 1990).

Tra questa tipologia di dossi fluviali sono da ricordare, per la loro continuità ed evidenza, il dosso dell'Adige preistorico passante per Este e Monselice e vari grandi dossi padani, come quello del Po di Adria, già attivo in età del Bronzo (Veggiani, 1972), e quello che passando per Rovigo si congiungeva all'Adige (Castiglioni, 1978), nonché i dossi formati dal Reno, poco a SW di Ferrara, attivi fra il 16° e il 18° secolo (Bondesan, 1990; Bondesan & alii, 1992). Fra i più antichi, è da ricordare un dosso che presenta risalto minore di due metri rispetto alle campagne adiacenti, noto come Po di Spina, attivo dall'età del Bronzo all'Alto Medioevo, localizzato ad Ovest di Comacchio e citato da Plinio il Vecchio nella sua *Naturalis historia*, III.

In molti casi all'interno del dosso è ancora presente un corso d'acqua, come avviene per il Po di Volano e per il Po di Primaro, rami padani abbandonati, importanti nel tardo Medioevo e ancora oggi armati dalle arginature rinascimentali; oppure l'Adigetto, e per gran parte del cosiddetto Ramo della Lunga, corso abbandonato del Panàro, a NE di Finale Emilia (Bondesan & alii, 1992). In altri casi, all'interno del dosso è conservata l'incisione del paleoalveo, come accade per il Castagnaro, vecchia diramazione dell'Adige ad Ovest di Badia Polesine, ancora attiva in età rinascimentale.

Quasi tutti i principali fiumi attivi attualmente nel settore orientale della pianura si trovano su di un dosso, e spesso il fiume è in condizioni di approfondimento all'interno dei depositi dossivi. Per il corso attuale del Po si è ritenuto di non cartografare questo dosso, che risulterebbe molto ampio, appesantendo eccessivamente la rappresentazione; la presenza del dosso è comunque deducibile sia dall'andamento delle isoipse che dalla presenza dei principali ventagli e canali di esondazione.

Collegati ai dossi, si possono spesso incontrare *ventagli di esondazione*; fra questi risultano particolarmente ampi quelli collegati alle principali rotte del Po, ma anche altri ventagli di esondazione, connessi all'attività di altri corsi d'acqua, in particolare gli affluenti appenninici del Po (es. Secchia, Reno, Sillaro, Ronco), risultano molto evidenti.

Tra le forme a livello della pianura sono le *tracce di alveo abbandonato* cartografate con due differenti simboli in base alla tipologia del *pattern* rappresentato. Le tracce di idrografia *braided*, ovvero *tracce diffuse di corsi d'acqua a canali intrecciati*, si rinvennero prevalentemente nel settore prossimale della piana di pertinenza alpina. Sono cartografate sulla superficie tardo-pleistocenica della pianura e più raramente sulle superfici oloceniche all'interno delle incisioni vallive dei principali corsi d'acqua. Queste tracce sono altresì localizzate su tratti di pianura generalmente ghiaiosi con pendenze superiori al 5-6%.

Le tracce abbandonate sulla superficie tardo-pleistocenica rappresentano testimonianze di corsi d'acqua con alimentazione glaciale ad alta variabilità di portata e con grandi carichi di sedimenti trasportati (fig. 9.12). Le forti

an abandoned stretch of the Panàro, NE of Finale Emilia (Bondesan & alii, 1992). In other cases, the cut of the ancient river bed is still preserved, e.g., in the Castagnaro, an old branch of the Adige West of Badia Polesine, still active in Renaissance times.

Almost all the main currently active rivers in the eastern sector of the plain flow on ridges, but the rivers are often entrenched inside ridge deposits. Such a ridge was not mapped for the present-day course of the Po, as it is very wide and difficult to represent properly: however, its presence may be deduced both by the contour line trend and by the presence of the main fans and crevasse channels.

Crevasse channels are often found linked to ridges. Those linked to the main breaches of the Po are particularly large, but there are others revealing the activity of other rivers, mainly the Apennine tributaries of the Po (e.g., Secchia, Reno, Sillaro, Ronco), which are clearcut.

Other forms in the plain are traces of abandoned river beds, mapped here with two different symbols according to type of pattern. Braided watercourses are mainly found in the pede-Alpine area. They are mapped in the Late Pleistocene «main surface of the plain» and, more rarely, on Holocene surfaces inside the valleys of the main rivers. Traces may also be found on gravelly stretches of the plain with slopes exceeding 5-6%.

Abandoned traces on Late Pleistocene surfaces indicate rivers fed by meltwater with highly variable discharge and considerable sediment load (fig. 9.12). Intense ancient sediment load and discharge may explain why there is sometimes evidence of abandoned braided watercourses at a considerable distance from the Alpine margin: they cannot be assimilated with present-day rivers, because the latter have meandering patterns in the same places. Traces of braided rivers are very clearcut in the central stretch of the pede-Alpine part of the Po Plain and are also easily visible on aerial photographs. Very good examples are the traces on the Mincio fan (Castaldini, 1989; Baraldi & alii, in press) and South of Brescia (Baroni & Biagi, 1988). Other examples are the traces on the Piave and Cellina fans (East) and on the Ticino and Cervo ones (West). In the pede-Apennine plain this type of abandoned watercourse is not frequent and is usually only found in the stretch between the Nure and the Enza.

The second type of abandoned riverbed is that shown by single-channel meandering river beds (figs. 9.13, 9.14). Very frequent throughout the Po Plain, they are often composed simply of abandoned meanders, but true traces of avulsion are sometimes clearcut, with changes in flow direction. The case shown in fig. 9.13 belongs to a generation of meanders on the Pleistocene «livello fondamentale della pianura» (main surface of the plain). Traces of abandoned Holocene meanders are obvious on the sides of the Po. East of Mantova, fluvial ridges become prevailing over the paleo-riverbeds. The sides of the left-hand tributaries of the Po also show numerous traces of abandoned meanders, smaller than those of the Po meanders, but consistent with the hydrological features of the rivers which gave rise to them.

Marchetti (1996) carried out a detailed study of the morphometry of the meanders, which included a compari-

portate solide e liquide possono spiegare il fatto che queste testimonianze di idrografia abbandonata si ritrovino anche a distanze notevoli rispetto al margine alpino. Non possono, infatti, essere assimilate ai corsi d'acqua attuali o sub-attuali poiché questi presentano negli stessi luoghi *pattern* meandriiformi. Le tracce di corsi d'acqua *braided* sono molto sviluppate nel tratto centrale di pertinenza alpina dell'alta pianura e sono ben evidenti sulle fotografie aeree. Esempi estremamente didattici sono rappresentati dalle tracce sul conoide del Mincio (Castaldini, 1989; Baraldi & alii, in stampa) e a Sud di Brescia (Baroni & Biagi, 1988). Altri esempi sono costituiti dalle tracce sui conoidi del Piave e del Cellina nell'area orientale e sui conoidi del Ticino e del Cervo in quella occidentale. Nella piana pedappenninica questa tipologia di idrografia abbandonata non è molto diffusa e si rinviene essenzialmente nel tratto tra il Nure e l'Enza.

La seconda tipologia di alvei abbandonati è quella rappresentata dai *tracciati di tipo monocursale meandriforme* (fig. 9.13 e fig. 9.14). Questi tracciati sono numerosissimi in tutta la Pianura Padana, spesso sono costituiti semplicemente da curve di meandro abbandonato ma a volte sono evidenti vere e proprie tracce di avulsioni con cambiamento di tracciato dei corsi d'acqua. Il caso presentato nella fig. 9.13 appartiene ad una generazione di meandri localizzati sul «livello fondamentale della pianura», pleistocenico. Le tracce di meandri abbandonati olocenici sono evidenti ai lati del Po, mentre ad Est di Mantova acquistano netta prevalenza i dossi fluviali. Anche ai lati degli affluenti di sinistra del Po sono presenti numerose tracce di meandri abbandonati con dimensioni inferiori a quelle dei meandri di Po ma congruenti con le caratteristiche idrologiche dei fiumi che le hanno determinate.

Uno studio sulla morfometria dei meandri è stato effettuato da Marchetti (1996) in modo approfondito; esso ha permesso, tra l'altro, il confronto fra i raggi di curvatura tipici dei meandri di molti fiumi attuali della Lombardia, quelli propri dei meandri abbandonati lungo gli stessi fiumi, e quelli delle tracce relitte nella pianura pleistocenica. Questo studio ha permesso di identificare esempi molto significativi di *underfit streams* (corsi d'acqua sottodimensionati rispetto ai paleoalvei).

La *Carta* indica i *siti di importanti deviazioni fluviali* e l'età, se conosciuta, delle deviazioni stesse, indipendentemente dalla causa che le ha determinate (deviazioni per varie cause naturali, e deviazioni artificiali). Nel modo più completo possibile le deviazioni fluviali dell'intera pianura sono elencate nella tabella 9.1. Diversi esempi sono inoltre rappresentati nelle figg. 9.15, 9.18 e 10.5. In particolare, la fig. 9.18 rappresenta schematicamente il caso del F. Tanaro, di cui non è nota l'età, ma che viene attribuito solitamente ad un momento finale imprecisato del Pleistocene superiore (Carraro & alii, 1995).

Interessanti per quanto attiene alla ricostruzione generale dell'evoluzione idrografica di tutta la pianura le tracce che testimoniano l'avulsione dei corsi d'acqua sulle superfici tardo-pleistoceniche della pianura di pertinenza alpina («livello fondamentale della pianura»). Alcune di

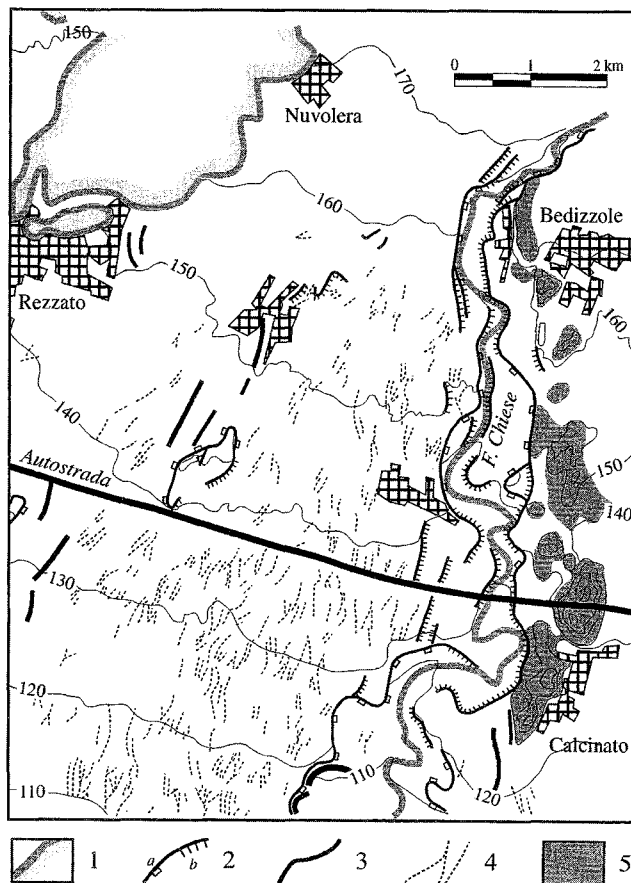


FIG. 9.12 - Schizzo geomorfologico dell'area ad Est di Brescia. In evidenza le tracce di idrografia *braided* sul «livello fondamentale della pianura»: 1 - substrato prequaternario; 2 - scarpata fluviale (a) con dislivello maggiore di 5 m, (b) con dislivello minore di 5 m; 3 - paleoalveo; 4 - tracce diffuse di idrografia di tipo *braided*; 5 - colline moreniche.

FIG. 9.12 - Geomorphological sketch-map of area East of Brescia. Traces of braided watercourses on «main surface of the plain»: 1 - pre-Quaternary substrate; 2 - fluvial scarp (a) more than 5 m high, (b) less than 5 m high; 3 - paleo-riverbed; 4 - widespread traces of braided watercourses; 5 - morainic hills.

son between the curvature radii typical of the meanders of many current rivers in Lombardia, those of abandoned meanders along the same rivers, and relict traces in the Pleistocene plain. Some very significant examples of underfit streams were also identified.

The Map shows sites of significant river diversions and their age, if known, independently of their causes (various types of natural cause, and artificial diversions). Table 9.1 lists diversions throughout the plain as completely as possible. Various examples are also provided in figs. 9.15, 9.18 and 10.5. Fig. 9.18 shows the case of the Tanaro, the age of which, although unknown, is generally attributed to the end of the Upper Pleistocene (Carraro & alii, 1995).

FIG. 9.13 - Esempio di alveo abbandonato in un'area della pianura lodigiana. In evidenza le ampie curve meandriche (Marchetti, 1991), sottolineate dall'andamento della parcellizzazione agraria e dall'idrografia secondaria (Cavo Sillaro).

FIG. 9.13 - Example of abandoned riverbed in plain area near Lodi. Wide meandering curves (Marchetti, 1991) emphasized by trend of agrarian subdivisions and secondary drainage network (Cavo Sillaro).

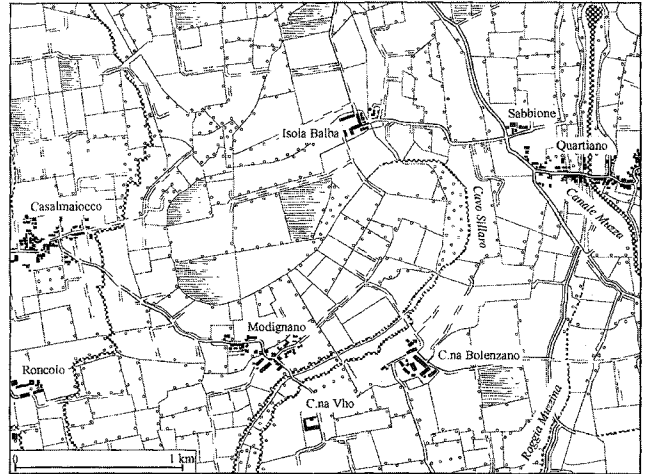


FIG. 9.14 - Particolare di foto aerea del Volo Italia dell'88-89 (Compagnia Generale Ripreseeree, CGR, Parma) che mostra una veduta parziale delle Valli Grandi Veronesi. In evidenza gli argini naturali più chiari in corrispondenza dei paleoalvei (autorizzazione alla divulgazione S.M.A. 1087 del 07/11/1999).

FIG. 9.14 - Detail of aerial photograph (1988-89) (Compagnia Generale Ripreseeree, CGR, Parma) showing partial view of Valli Grandi Veronesi. Natural levees are lighter in colour near paleo-riverbeds (publication authorized by S.M.A. 1087, 07/11/1999).

TABELLA 9.1 - Principali deviazioni fluviali (con il contributo di tutti gli autori della *Carta geomorfologica*)
 TABLE 9.1 - Main river diversions (contributions from all authors of Geomorphological Map)

Corso d'acqua	Sito di deviazione	epoca della deviazione	Bibliografia	Note
Adige	Albaredo	589 ?	Miliani, 1937	Abbandono definitivo del percorso verso Montagnana ed Este
Adige	Badia Polesine	950	Miliani, 1937	Col tempo, l'Adigetto diventa il ramo più importante
Adige	Castagnaro	1438 segg.	Miliani, 1937	Si attiva il diversivo verso il Tartaro
Adige		1838	Miliani, 1937	Eliminati tutti i diversivi, la corrente viene stabilizzata nel corso attuale
Astico	Montecchio	1507 segg.	Miliani, 1939	Defluiva verso Vicenza; deviato artificialmente nel Tésina
Brenta	Dolo (fra Padova e Venezia)	1507	Favero & alii, 1988	Deviato artificialmente per immerterlo, attraverso Conche, nella laguna di Chioggia. Inizia la crisi del Naviglio di Brenta
Brenta	Conche, ad E di Chioggia	1540	Favero & alii, 1988	Artificiale, abbandono temporaneo, per portarlo fuori dalla laguna di Chioggia, con foce a Brondolo (a S di Chioggia)
Brenta	Mira, fra Padova e Venezia	1610	Favero & alii, 1988	Artificiale, con abbandono parziale a seguito del Taglio Novissimo (prima fase della conterminazione lagunare, ultimata nel 1791)
Brenta	fra Piove di Sacco e Chioggia	1840	Zunica, 1974; Autori Vari, 1981; Favero & alii, 1988	Artificiale, per bonificare per colmata parte della laguna di Chioggia (Bonifica Delta Brenta)
Brenta	Fossalovara (periferia E di Padova)	1858	Zunica, 1974; Autori Vari, 1981; Favero & alii, 1988	Artificiale, abbandono definitivo. per immerterlo nell'attuale alveo canalizzato fra Padova e Corte («la Cunetta»)
Brenta	Bròndolo (a S di Chioggia)	1896	Zunica, 1974; Autori Vari, 1981; Favero & alii, 1988	Artificiale, viene immesso nell'attuale alveo di foce canalizzato
Crosetolo	Sud di Reggio Emilia	1229 d.C.	Cremaschi & alii, 1980	Deviazione artificiale
Enza	a SW di Montecchio	preromana	Bottazzi & Calzolari, 1987	Abbandono dell'«Enza carolingia»
Enza		età del ferro	Bottazzi & Calzolari, 1987	Abbandono dell'alveo di Praticello
Enza		post romana	Bottazzi & Calzolari, 1987	Abbandono dell'alveo di Pantaro-Corte Rainuzzi
Fiume e Sile	A N di Motta di Livenza (tra Friuli e Veneto)	1920-1934	Consorzio di Bonifica Cellina-Meduna	Si tratta di due piccoli fiumi di risorgiva già affluenti di sinistra del Livenza, devianti artificialmente verso il Lemene attraverso i Canali Postumia, Malgher, Fosson
Isonzo	Area di Aquileia	romana	Desio, 1922; Brambati, 1970; Marocco, 1991a	Diversione verso Est, e immissione del Torre e del Natisone nell'Isonzo
Isonzo	Averto	1000 ?	Desio, 1922	Diversione verso Est
Isonzo	Isonzato	1589 ?	Desio, 1922	Diversione verso la Roggia Sdobba
Isonzo	Punta Sdobba	1922	Desio, 1922	Diversione verso la nuova foce nella Quarantia
Isonzo	Quarantia	1937	Desio, 1922	Incanalamento artificiale nella vecchia foce Sdobba, per non danneggiare l'accesso delle navi al porto di Monfalcone
Lambro meridionale	WNW del Colle di S. Colombano	post-bronzo	Taramelli, 1916; Caccia, 1935	Abbandono dell'alveo di Inverno, Miradolo, Chignolo Po
Lamone	S. Alberto a NE di Alfonsine	1604	Marinelli, 1922; Autori Vari, 1990	Artificiale, l'abbandono è definitivo. per portarlo in mare con foce autonoma
Lamone	Le Ammonite (a W di Ravenna)	1839	Marinelli, 1922; Castiglioni & alii, 1990; Autori Vari, 1990a	Naturale, l'abbandono è parziale, viene poi deviato in palude (fino al 1885) per fini di bonifica (cassa di colmata del Lamone)
Lamone	Grattacoppa (Ravenna, a E di Alfonsine)	1885	Marinelli, 1922; Castiglioni & alii, 1990; Autori Vari, 1990a	Artificiale, abbandono definitivo, per proseguire la bonifica nell'area N della Cassa di Colmata del Lamone
Lamone	a W di Marina Romea (Ravenna)	1960	Castiglioni & alii, 1990; Autori Vari, 1990a	Artificiale, per riportarlo al mare (attuale alveo di foce canalizzato)
Livenza	S. Giorgio di Livenza (ad E di S. Donà di Piave)	1654	Favero & alii, 1988	Artificiale, trasformato in canale per spostarne a E il corso inferiore
Mincio	Grazie (Mantova)	8° sec. a.C.	Castaldini, 1989	
Molgora	Balbiano	alto medioevo	Marchetti, 1991	Completa disattivazione del tracciato per Lodivecchio che ha indotto la rifondazione della città nei pressi dell'Adda
Olona	Lucernate (a NW di Milano)	periodo romano	Caccia, 1935	Deviazione artificiale per fornire acqua alle terme di Milano

Panaro	Ponte S. Ambrogio (Modena)	12° sec. d.C.	Castaldini, 1989	Artificiale
Panaro	Bomporto	1347 circa	Calzolari, 1982; Castaldini, 1989	Il Panaro viene immesso artificialmente nel Naviglio o Canale Mutinae
Panaro	Finale Emilia (Modena)	1890	Autori Vari, 1983b	Totale inalveamento nel Cavamento (alveo canalizzato attuale) e abbandono definitivo del Ramo della Lunga
Piave	S. Donà di Piave	1534	Favero & <i>alii</i> , 1988	Artificiale, per allontanare la foce dalla laguna di Venezia (Taglio di Re); intervento insufficiente e abbandono parziale
Piave	Tra S. Donà di Piave e il mare	1664	Favero & <i>alii</i> , 1988	Artificiale, per portarlo a mare a Cortellazzo, l'abbandono è solo parziale fino alla sistemazione del 1683
Po	Brescello - Guastalla	8° sec. a.C.	Veggiani, 1974; Castaldini, 1989	Si immette nell'attuale Po Vecchio
Po	Sermide (a S di Legnago)	9°-8° sec. a.C.	Ferri, 1985	Naturale, sposta il Po sul tracciato attuale. fino alla confluenza con il Panaro iniziando così la crisi del Po di Adria e del Po di Rovigo
Po	Luzzara (Reggio Emilia)	12° sec. d.C.	Castaldini, 1989	Si delinea il Po attuale (denominato «Padus Lirone») attivo assieme al Po Vecchio
Po	Ficarolo (Rovigo, a WNW di Ferrara)	12° sec. d.C.	Veggiani, 1974; Autori Vari, 1990a; Castaldini, 1996	Si delinea il Po attuale (denominato Po della Rotta o Po di Ficarolo); rimane attivo il Po di Ferrara sino alla fine del 16° sec. d.C. (Bondesan & <i>alii</i> , 1995)
Po Grande	Porto Viro (a ESE di Adria)	1604	Autori Vari, 1990a	Artificiale, lungo un alveo di foce canalizzato diretto a SE dal quale inizia la costruzione del delta attuale
Po di Primaro	S. Alberto, a NE di Alfonsine	1606	Castiglioni & <i>alii</i> , 1990; Autori Vari, 1990a	Artificiale, con abbandono definitivo per abbreviarne il corso inferiore
Reno	Vigarano Mainarda (a W di Ferrara)	1526	Autori Vari, 1990a	Artificiale, per canalizzarlo fino al Po di Ferrara: l'abbandono è parziale
Reno	Sud di Cento	17° sec. d.C.	Castaldini & Raimondi, 1985	Realizzazione di un drizzagno tra la confluenza Samoggia - Reno e Cento
Reno	Vigarano Mainarda (a W di Ferrara)	1604	Autori Vari, 1990a	Artificiale, abbandono definitivo per staccarlo dal Po di Ferrara
Reno	Sant'Agostino (Ferrara, a NNE di Cento)	1767-75	Castaldini & Raimondi, 1985; Autori Vari, 1990a	Artificiale, per immetterlo nel Po di Primaro, l'abbandono è definitivo
Reno	Fra Traghetto e S. Alberto	1774-1824	Autori Vari, 1990a	Costruiti 4 grandi drizzagni (sistemazione attuale)
Reno	Volta Reno	19° sec. d.C.	Castaldini & Raimondi, 1985	Taglio artificiale di meandri
Reno	Sant'Agostino (Ferrara, a NNE di Cento)	1807-14	Autori Vari, 1990a	Scavo del Cavo Napoleonico - scolmatore di Panaro, attivato solo nel 1963, prolungandolo fino al Po
Santerno	Taglio Corelli (Ravenna, a SE di Argenta)	1625	Castiglioni & <i>alii</i> , 1990; Autori Vari, 1990a	Artificiale, per immetterlo nel Po di Primaro
Secchia	Ponte Motta di Cavezzo (Modena)	12° sec. d.C.	Castaldini, 1989	
Secchia	Concordia (Modena)	14°-15° sec. d.C.	Castaldini, 1989	Deviazione di età controversa: dal 1336 ai primissimi anni del 1500
Senio	a NE di Alfonsine	1537	Autori Vari, 1990a	Artificiale, l'abbandono è definitivo, per immetterlo nel Po di Primaro da cui sarà distolto nel 1640
Senio	a NE di Alfonsine	1767	Castiglioni & <i>alii</i> , 1990; Autori Vari, 1990a	Artificiale, l'abbandono è definitivo, per riportarlo nel Po di Primaro e poi in Reno nel 1783
Serio	Ripalta Vecchia a SE di Crema	sec. 11°	Passeri, 1966; Dossena & Veggiani, 1984	Artificiale, abbandono definitivo dall'alveo di Castelleone a quello di Montodine
Sile	Portegrandi (fra Mestre e S. Donà di Piave)	1684	Favero & <i>alii</i> , 1988	Artificiale, per portarlo fuori dalla laguna, nel vecchio alveo di Piave, l'abbandono è definitivo
Tanaro	Tra Bra e Cherasco	Pleistocene sup.	Castiglioni B., 1934; Trevisan in Marinelli, 1922-1948	Erosione laterale del Tanaro e, insieme, cattura di testata ad opera di un corso d'acqua defluente verso Asti
Taro		8°-13° sec. d.C.	Bottazzi & Calzolari, 1987	Disattivazione del Taro Morto
Trebbia	Rivergaro	1° sec. a.C.	Marchetti G. & Dall'Aglio, 1982	Diversione sul conoide
Tresinaro	Sud di Arceto (Reggio Emilia)	13° sec. d.C.	Cremaschi & <i>alii</i> , 1980	Deviazione artificiale

queste tracce sono testimonianze di corsi d'acqua in piena attività in periodo glaciale; esse rappresentano, infatti, la naturale prosecuzione verso il depocentro del bacino delle già menzionate tracce di tipo *braided* localizzate nel settore centrale e occidentale della piana. Durante l'Olocene, alcune di queste larghe tracce furono interessate da deflussi minori e spesso lungo queste depressioni si formarono depositi torbosi. Tra di esse vanno menzionate: un tracciato dell'Olonza a Nord di Pavia, un tracciato del Lambro tra Melegnano e Lodi, un tracciato dell'Oglio tra Soresina e Cremona e un tracciato del Mincio ad Ovest di Mantova.

Le tracce di avulsioni fluviali mostrano una maggiore tendenza alla modificazione dei tracciati, nell'Olocene, per gli affluenti di destra del Po rispetto a quelli di sinistra. Da ricordare a questo proposito il tracciato del Taro, ad Ovest dell'attuale corso per l'abitato di S. Secondo Parmense, e i tracciati del Secchia, tra Carpi e l'attuale corso. Inoltre i tracciati del Lamone, ad Ovest di Ravenna.

Numerose altre tracce rappresentano variazioni oloceniche, principalmente di epoca storica, dell'idrografia; queste assumono rilevanza nel settore orientale della Pianura Padana e precisamente ad Est della confluenza in Po del Crostolo (fig. 9.15). Ben note in letteratura sono le *deviazioni fluviali* relative agli affluenti appenninici del Po: Panàro, Secchia, Cróstolo, Enza, Parma (Pellegrini M., 1969; Castaldini, 1989), Trebbia (Marchetti G. & Dall'Aglio, 1982) come, forse più significativo tra tutti, il percorso del Reno (Pellegrini M., 1969; Castaldini, 1989).

Per il Po numerose tracce evidenziano variazioni di percorso dalla zona di Brescello verso il delta, ovvero dalla zona in cui il fiume smette di correre incassato per iniziare a divenire pensile. Ricordiamo qui senza entrare nei dettagli (per notizie particolareggiate sulle variazioni dei tracciati del Po si rimanda agli scritti di Alfieri, Bondesan, Castaldini, Castiglioni, Veggiani, ecc.) i percorsi detti Po di Spina e Po di Adria, il «Padovetere», il Po di Volano e quello di Primaro (fig. 10.5). Va ricordato che già da Plinio il Vecchio (*Naturalis Historia*, III, 16) erano state elencate sette foci del Po: Porto di Bróndolo, Fosse Filistine, Carbonaria, Volano, Sagis, Caprasia, Vatreno, rispettivamente da N verso S.

9.7 Forme depresse nella bassa pianura; antiche conche lacustri prosciugate

La *Carta* mette in evidenza, mediante una linea di contorno di color verde, un gran numero di depressioni di estensione molto varia, che costituiscono un elemento morfologico caratterizzante della bassa pianura («bacini», «catini», «valli»); esse sono spesso fiancheggiate da dossi rilevati di origine fluviale o litoranea. Per il tracciamento della linea di contorno di queste *aree depresse in pianura alluvionale*, non si è seguito un criterio predefinito del tutto rigoroso, sebbene ci si sia basati su dati altimetrici conosciuti con grande dettaglio; oltre alla situazione altimetrica, si è tenuto conto anche di altri particolari, ad esempio dell'esistenza di fasce di transizione tra gli elementi in

As regards a general reconstruction of hydrographic evolution throughout the plain, interesting traces reveal avulsion on Late Pleistocene surfaces in the Alpine part of the plain («main surface of the plain»). Some of these represent watercourses fully active in glacial periods, being the natural continuation towards the depocentre of the basin of the already mentioned traces of braided rivers in the central and western sectors. During the Holocene, some of these extensive traces held smaller rivers and peat deposits often formed in the depressions. Examples are: one stretch of the Olona North of Pavia; stretches of the Lambro between Melegnano and Lodi, the Oglio between Soresina and Cremona, and the Mincio West of Mantova.

In the Holocene, traces of river avulsion show a greater tendency to course changes in right-hand than in left-hand tributaries of the Po. It should be recalled here that the Taro originally flowed West of its present-day bed through the village of S. Secondo Parmense, and the courses of the Secchia, between Carpi and its present-day course. There are also the paleo-beds of the Lamone, West of Ravenna.

Many other traces represent Holocene variations, mainly occurring in historical times: significant examples are found in the eastern sector of the Po Plain, East of the confluence of the Cróstolo with the Po (fig. 9.15). Well-known examples in the literature are the diversions of the Apennine tributaries of the Po: Panàro, Secchia, Cróstolo, Enza, Parma (Pellegrini M., 1969; Castaldini, 1989), Trebbia (Marchetti G. & Dall'Aglio, 1982) and, perhaps the most important, Reno (Pellegrini M., 1969; Castaldini, 1989).

*For the Po, many traces show course variations from the Brescello area towards the delta, i.e., where the river ceases to flow in a true bed and begins to hang. Briefly (for detailed information on variations in the course of the Po, see works by Alfieri, Bondesan, Castaldini, Castiglioni, Veggiani, etc.), we only mention here the courses called Po di Spina and Po di Adria, «Padovetere», Po di Volano and Po di Primaro (fig. 10.5). It should be recalled that already Pliny the Elder (*Naturalis Historia*, III, 16) had, from North to South, listed seven mouths of the Po: Porto di Bróndolo, Fosse Filistine, Carbonaria, Volano, Sagis, Caprasia and Vatreno.*

9.7 Depressed forms in the low plain; ancient lake basins, now dry

Green lines on the Map indicate a large number of depressions, very varied in size, composing a characteristic morphological feature of the low plain («basins», «valli»), often flanked by ridges of fluvial or beach origin. To trace the boundary line of these depressed areas in the alluvial plain, no rigorously predefined criterion was followed, but highly detailed and definite altimetric data were used. As well as the altimetric situation, special details, e.g., transitional belts between reliefs at the margin and the depressed central part, were borne in mind. The boundaries themselves are sometimes left open, to indicate that they are not always truly closed, depressed forms with drainage difficul-

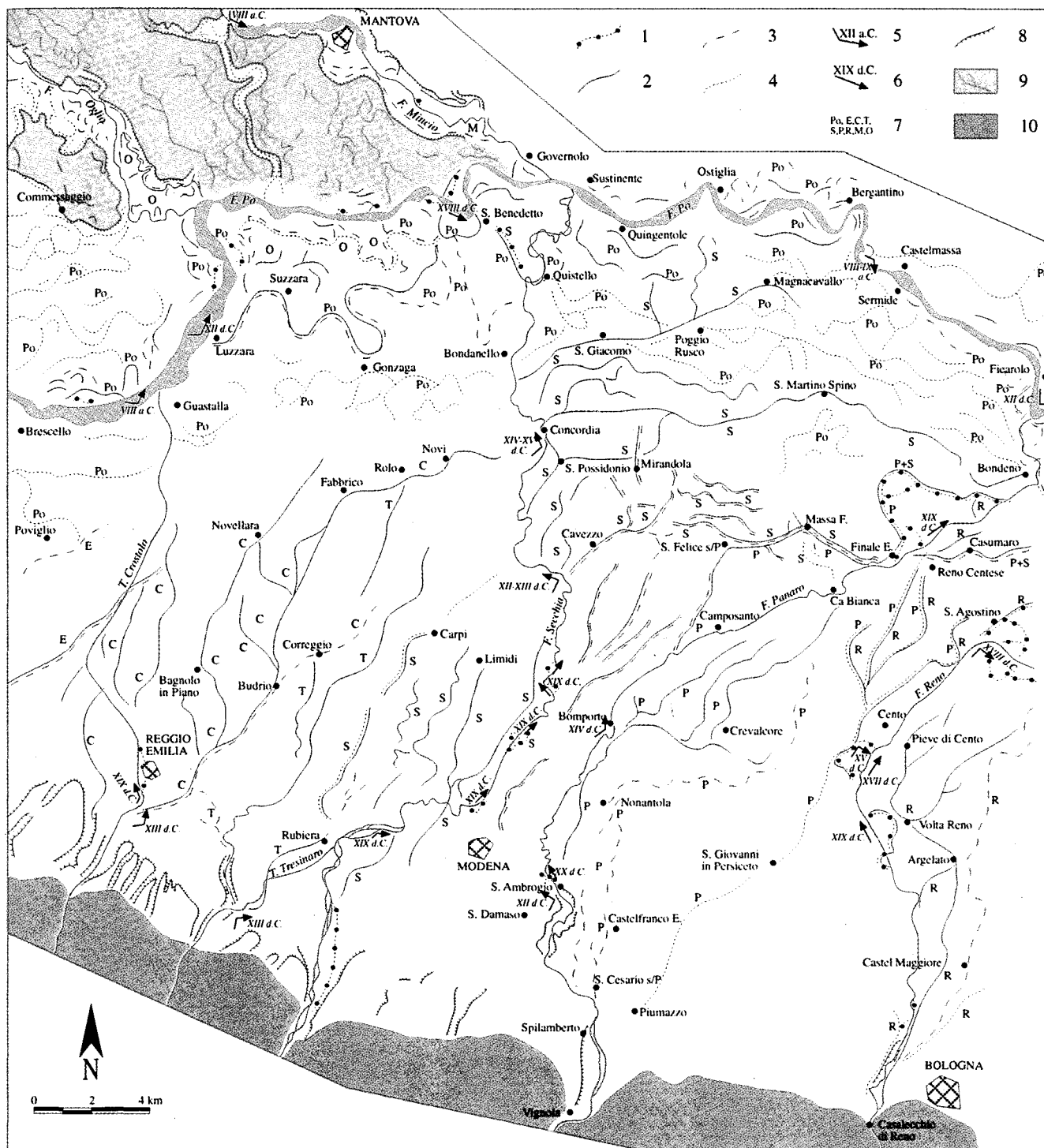


FIG. 9.15 - Evoluzione della rete fluviale tra Mantova e Modena (da Castaldini, 1989, modif.): 1 - idrografia abbandonata in età moderna; 2 - idrografia abbandonata in età medievale; 3 - idrografia abbandonata di età romana; 4 - idrografia in età del Bronzo; 5 - importante deviazione fluviale e indicazione cronologica; 6 - taglio di meandro e indicazione cronologica; 7 - indicazioni di dominio fluviale: Po = Po, E = Enza, C = Cróstolo, T = Tresinaro, S = Secchia, P = Panàro, R = Reno, M = Mincio, O = Oglio; 8 - scarpata fluviale; 9 - depositi fluvio-glaciali e fluviali tardo-pleistocenici della pianura lombarda e relative tracce di idrografia abbandonata; 10 - formazioni pre-quaternarie del margine appenninico.

FIG. 9.15 - Evolution of river network between Mantova and Modena (modified after Castaldini, 1989): 1 - drainage network abandoned in modern times; 2 - network abandoned in Medieval times; 3 - network abandoned in Roman times; 4 - network in Bronze Age; 5 - large-scale fluvial diversion and approximate time; 6 - meander cut and time; 7 - fluvial domains: Po = Po, E = Enza, C = Crostolo, T = Tresinaro, S = Secchia, P = Panaro, R = Reno, M = Mincio, O = Oglio; 8 - fluvial scarp; 9 - late Pleistocene fluvio-glacial and fluvial deposits in Lombard plain and relative traces of abandoned drainage network; 10 - pre-Quaternary formations of Apennine margin.

rilievo alla periferia e la parte centrale depressa. Il contorno stesso è talvolta lasciato aperto, ad indicare che non si tratta sempre di forme depresse (con difficoltà di drenaggio) veramente chiuse, e che dall'una all'altra vi può essere un passaggio indefinito. La loro chiusura verso valle è stata favorita anche da interventi antropici, fra i quali la pratica di realizzare canali di allacciamento fra un corso d'acqua e l'altro, ai fini della navigazione interna; spesso questi allacciamenti hanno spontaneamente generato dei dossi propri, e talora è stato anche necessario armarli di argini, man mano che i fiumi divenivano pensili.

Pur trattandosi di un'indicazione puramente «morfografica», di solito associata ad un reticolo idrografico geometrico fitto indicante «aree bonificate», ciascuno dei bacini in questione merita attenzione per molti aspetti, sia per l'individuazione preliminare di alcune delle aree di pianura potenzialmente soggette a «rischio alluvionale» sia sotto il punto di vista genetico. Ciascun bacino rappresenta un'area di ridotta sedimentazione; quest'ultima è rappresentata da sedimenti prevalentemente fini o finissimi abbandonati per decantazione dopo gli eventi alluvionali, in zone di ristagno prolungato, e da strati torbosi. Tali bacini rappresentano aree di più accentuata subsidenza naturale per disseccamento e compattazione dei terreni, oltre che per l'ossidazione delle torbe: tale subsidenza differenziale, che interessa meno i substrati sabbiosi, si è accelerata in seguito alle bonifiche idrauliche.

Altre aree depresse sono localizzate in particolari situazioni al piede di sistemi di colline articolati in modo da racchiudere insenature di pianura; qui è stato scarso o nullo

ties, and that an indefinite or poorly defined passage from one to another may exist. Their closure downstream was also favoured by anthropic operations, including the practice of building canals linking one watercourse to another, for purposes of internal navigation. These links often spontaneously generated true ridges, and it was sometimes necessary to equip them with embankments, as the rivers gradually became hanging.

Although only as a purely «morphographic» indication, generally associated with a dense drainage network showing «reclaimed areas», each of these basins deserves attention from many viewpoints, both as regards preliminary identification of some areas of plain potentially subject to the «risk of flooding» and from the genetic point of view. Each basin represents an area with reduced sedimentation, mainly fine or very fine sediments abandoned by settling after flood events, in areas of prolonged stagnation, and by peat layers. These basins are areas of more accentuated natural subsidence due to drying and compaction of soils, as well as peat oxidation: this differential subsidence, which involves sandy substrates to a lesser extent, was accelerated after hydraulic reclamation.

Some depressed areas are located in particular positions at the foot of hill systems, so as to close off portions of plain in cases of little or no solid transport by small local watercourses and poor aggradation by major rivers, due to their separate position, in «dead corners». These typically marshy depressions, sometimes occupied by lakes (especially in the past) are interpreted as due to alluvial barrage. Two exam-

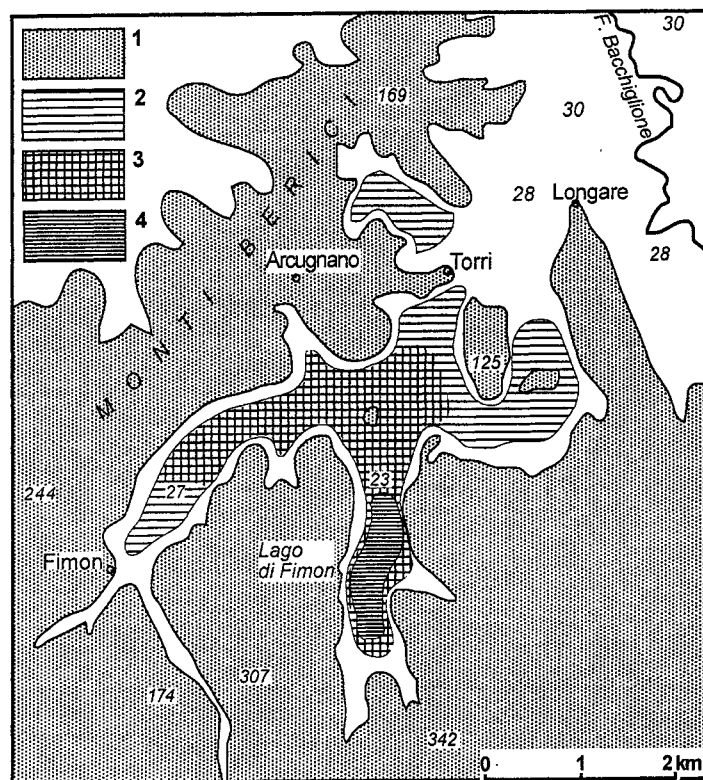


FIG. 9.16 - A Sud di Vicenza, il Lago di Fimón è ciò che resta di una conca lacustre originatasi per sbarramento alluvionale (da Bartolomei, in Barfield & Broglio, 1986, modificato): 1 - aree collinose (Monti Berici); 2 - sedimenti limosi lacustri; 3 - sedimenti torbosi; 4 - lago.

FIG. 9.16 - South of Vicenza, lake of Fimón is relict of a larger lacustrine basin created by poor sedimentation and alluvial barrage (from Bartolomei, in Barfield & Broglio, 1986, modified): 1 - Berici hills; 2 - lake silty sediments; 3 - peat sediments; 4 - lake.

l'apporto solido dei torrentelli locali e scarso l'apporto alluvionale dei maggiori fiumi, a causa della loro posizione appartata, in angolo morto. Tali depressioni, tipicamente palustri, talvolta occupate da laghi specialmente nel passato, possono essere definite «di sbarramento alluvionale». Si ricordano gli esempi del Veneto: a) i lembi di pianura insinuati tra le colline prevalentemente calcaree dei Berici, eredi di un sistema di valli d'erosione profonde, pre-quadernarie (Valli di Fimón, fig. 9.16); b) le «depressioni peri-euganee» (analoghe, sebbene inserite in un contesto geologico diverso). Per quest'ultimo caso, lo studio stratigrafico in corso, su di un sondaggio spinto fino a -46 m (che non ha raggiunto il substrato roccioso) ha dimostrato il ripetersi nel tempo di ambienti palustri/lacustri fin quasi al livello attuale, raggiunto durante l'ultima grande fase fredda del Pleistocene superiore (Calderoni & alii, 1996) (fig. 9.17).

Fra le antiche conche lacustri prosciugate sono state segnalate soprattutto quelle situate immediatamente a Nord dell'Adige, a Sud dei Colli Euganei, ossia il Lago di Vighizzolo (già segnalato in una carta di Pietro Coppo, del 15° sec.) e il Lago della Griguola, ad Ovest di Cavarzere.

La legenda segnala inoltre l'esistenza di alcune cavità di eversione scavate da acque fluviali disalvate; si tratta di piccoli laghetti, quasi sempre privi di emissari e immissari superficiali, e oggi alimentati soprattutto da acque di falda. Sono frequenti nel territorio di Rovigo e Ferrara e vengono localmente indicati con i termini di gorgo o di rotta (Lorenzi, 1905; Bondesan, 1995). Per le loro dimensioni troppo ridotte, la Carta non ha potuto rappresentarli puntualmente.

ples in the Veneto are mentioned here: a) the tongues of plain interfingering the mainly karstic Berici hills, the remains of a system of deep, pre-Quaternary, erosional valleys (Valli di Fimón, see fig. 9.16); b) the «peri-Euganean depressions», similar, although in a different geological context. In the latter case, ongoing stratigraphic studies on a borehole going down to -46 m (which has not reached the rocky substrate) have revealed repeated episodes of marshy/lacustrine environments, almost to the present-day level reached during the Last Glacial Maximum of the Upper Pleistocene (Calderoni & alii, 1996) (fig. 9.17).

Examples of ancient lake basins, now dry, are to be found immediately North of the Adige, South of the Euganean Hills, i.e., the lakes of Vighizzolo (already marked on the 16th-century map by Pietro Coppo) and Griguola, West of Cavarzere.

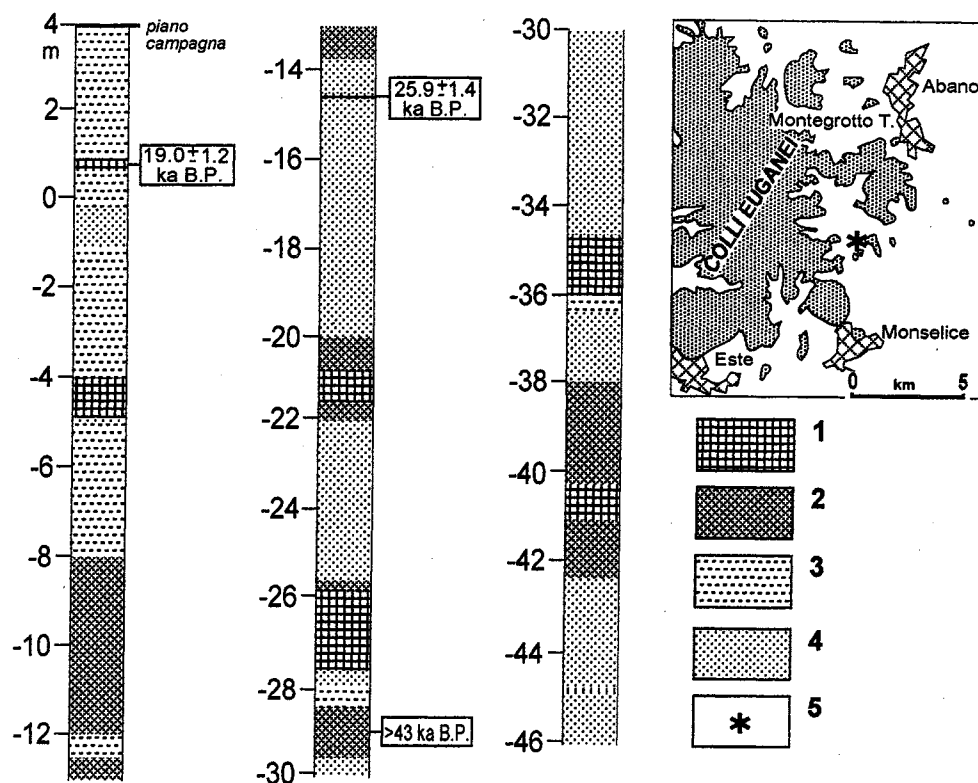
The legend also marks the existence of some erosion cavities excavated by breaching river waters. These small lakes, almost always without superficial inlet and outlet points, are now mainly fed by groundwaters. They are common in the provinces of Rovigo and Ferrara, and are locally called gorgo or rotta (Lorenzi 1905; Bondesan, 1995). Due to their very small size, they could not be represented on the Map.

9.8 Main geomorphological units

The large number and the variety of forms marked on the Map require careful observation for proper evaluation

FIG. 9.17 - Una insenatura di pianura tra i Colli Euganei era occupata da una palude prima della bonifica. Un sondaggio (risultati in corso di studio) evidenzia l'elevato spessore dei sedimenti palustri e/o lacustri, oltre a probabili apporti fluviali. Le quote sono riferite al livello del mare (da Calderoni & alii, 1996; ridisegnato): 1 - torba; 2 - argilla con torba; 3 - argilla; 4 - limo, limo sabbioso, sabbia fine limosa, sabbia medio-fine; 5 - sito del sondaggio.

FIG. 9.17 - Embayment of plain between Euganean Hills, occupied by marsh before reclamation. Preliminary study of borehole data show very thick marshy and/or lacustrine sediments, as well as probable fluvial supplies. Heights refer to sea level (from Calderoni & alii, 1996, redrawn): 1 - peat; 2 - clay with peat; 3 - clay; 4 - silt, sandy silt, fine silty sand, medium-fine sand; 5 - borehole site.



9.8 Principali unità geomorfologiche

La ricchezza di forme segnate nella *Carta Geomorfologica* induce ad un'attenta osservazione per valutarne l'estensione, la frequenza e i rapporti reciproci; ma ad uno sguardo d'insieme alcuni aspetti o associazioni di forme attirano in modo particolare l'attenzione dell'osservatore, in quanto costituiscono vere e proprie unità geomorfologiche. Fra queste si possono, per importanza, ricordare le seguenti:

1 - *Antichi terrazzi pedemontani*. Si tratta di unità a tratti disgiunte che risultano da antiche fasi deposizionali del Pleistocene inferiore e medio e caratterizzate da profonde coltri di alterazione che includono anche coperture di loess di varia età. Queste unità sono costituite prevalentemente da depositi ghiaiosi, a tratti cementati, altre volte da sedimenti pelitici.

Il terrazzamento deriva dall'erosione dei maggiori corsi d'acqua nel Pleistocene, mentre le superfici si presentano intersecate da numerose vallecole, anche profonde, che talora intaccano anche il substrato quaternario marino o pre-Quaternario.

Sul margine pedeappenninico, dove solitamente questi terrazzi hanno minore estensione, è frequente l'evidenza di deformazioni tettoniche, in seguito al sollevamento del margine, che ha determinato faglie e blandi piegamenti.

I terrazzi pedalpini, più imponenti, sono concentrati specialmente nel settore compreso tra Torino e Bergamo, presentando una forma tipicamente triangolare. Alcuni di essi sono chiaramente connessi alle antiche piane proglaciali mentre altri conservano l'originaria conformazione a conoide.

2 - *Alta pianura ghiaiosa, conoidi e apparati fluvio-glaciali*. Prevalgono le forme a conoide, molto frequenti sia sul lato alpino sia su quello appenninico; sul primo queste forme costituiscono, in certi casi, tipici e ampi ventagli di *sandur* fondendosi poi, verso il basso, in una pianura tendenzialmente omogenea. Elementi caratterizzanti tale unità, su entrambi i lati della pianura, sono sia la grossolanità dei sedimenti che l'elevata acclività, generalmente superiore al 4%. Il suo limite inferiore corrisponde alla fascia delle risorgive. Sul lato appenninico i conoidi ghiaiosi sono di minori dimensioni e tra loro di solito non contigui.

Per quanto concerne l'età di questi corpi fluvio-glaciali o fluviali, essa varia dal Pleistocene superiore all'attuale e quelli più antichi sono spesso terrazzati a partire dal loro apice. Lo spessore della coltre di alterazione è di solito ridotto e non superiore a 1,5 m.

3 - *Fasce di media pianura e di transizione alla bassa pianura*. Nel versante alpino la continuità della fascia delle risorgive consente di individuare il limite superiore della media pianura, contraddistinto dal passaggio dai sedimenti ghiaioso-sabbiosi a quelli sabbioso-limosi.

Nel versante appenninico l'analogo limite non è altrettanto definito, ma si può fare corrispondere all'allineamento della Via Emilia. Qui si tratta di una fascia ristretta in cui dalla parte distale dei conoidi si dipartono i larghi

of their extent, frequency and mutual relations. However, a brief look at some aspects or associations of forms particularly attract attention, since they are true geomorphological units. The most important are listed below.

1 - Ancient piedmont terraces. Disjointed units resulting from ancient depositional phases of the Lower and Middle Pleistocene, characterized by deep weathering mantles including loess covers of various ages. These units, are made up of gravel deposits, sometimes cemented, or pelitic sediments.

Terracing is due to erosion by the main Pleistocene rivers. The surfaces are cut by many small, sometimes deep valleys, which occasionally reach the marine Quaternary or pre-Quaternary substrate.

The pede-Appennine margin, where these terraces are often smaller, reveals evidence of tectonic deformations, due to margin uplift, resulting in faults, and mild folds.

The much larger pede-Alpine terraces are mainly concentrated in the sector between Torino and Bergamo, and are typically triangular in shape. Some of them are clearly connected with ancient proglacial plains; others preserve their original fan shape.

2 - High gravelly plain, fans and fluvio-glacial systems. Fan shapes prevail, being very frequently found on both Alpine and Appennine sides. On the former, in certain cases, these forms make up typical, wide sandur fans, and then grade downwards to a tendentially homogeneous plain. Typical features, on both sides of the plain, are coarse sediments and elevated slope, generally exceeding 4%. The lower boundary corresponds to the spring belt. On the Appennine side, the gravel fans are smaller and generally not adjacent.

The age of these fluvio-glacial or fluvial bodies ranges from Upper Pleistocene to Present. The older bodies are often terraced from their apex downwards. Their weathering mantle is generally thin, rarely exceeding 1.5 m.

3 - Mid-plain and transitional belts to the low plain. On the Alpine side, the continuity of the «spring belt» identifies the upper boundary of the «middle plain», distinguished by passage from gravelly-sandy to sandy-silty sediments.

On the Appennine side, the similar boundary is not so well-defined but may correspond to the Via Emilia alignment, a narrow belt from which, from the distal parts of the fans, depart the large present-day ridges or ones relative to previous river diversions, which extend to and enter the low plain.

This type of unit is well represented in the northern sector, where it may become very large. In Lombardia and eastern Piemonte, the «livello fondamentale della pianura» («main surface of the plain»), which represents the distal part of the fluvio-glacial plain, is generally attributed to the Upper Pleistocene. The gradual reduction in gradient reaches very low values, sometimes less than 1% approach-

dossi attuali o relativi a precedenti divagazioni fluviali, che si inoltrano nella bassa pianura.

Tale unità è ben rappresentata nel settore settentrionale dove raggiunge dimensioni ragguardevoli. Nel settore lombardo e del Piemonte orientale si individua il cosiddetto «livello fondamentale della pianura», che rappresenta la parte distale degli apparati fluvio-glaciali, solitamente attribuiti al Pleistocene superiore. La graduale diminuzione di pendenza giunge a valori molto bassi, anche inferiori all'1‰, avvicinandosi al Po. Sono presenti su questo «livello», sia alcuni interessanti rilievi e terrazzi isolati (relicti di superfici più antiche, in parte influenzati da sollevamenti tettonici), sia tracce di antiche divagazioni collegabili alla variazione dei regimi dei corsi d'acqua fluvio-glaciali.

Condizioni non molto dissimili si osservano anche nel settore veneto-friulano, dove però, di solito, è più marcato il passaggio dall'alta pianura. Le zone di costruzione pleistocenica sono ben presenti nelle propaggini distali dei conoidi dell'Adige, del Brenta, del Piave e del Tagliamento dove giungono quasi al contatto con le lagune, intercalandosi a zone di sedimentazione olocenica in modo sfumato, senza evidente contrasto morfologico.

Del tutto particolare è la conformazione del settore piemontese a Sud di Torino dove la strettoia di Moncalieri ha condizionato la sedimentazione del Po e dei suoi affluenti. Si individua così una graduale transizione fra l'acclive alta pianura ghiaiosa del cuneese ed il bacino di Carmagnola-Moncalieri, quest'ultimo caratterizzato in superficie da debole pendenza e depositi fini.

4 - *Piane di divagazione fluviale olocenica incassate.* Nella loro espressione più tipica si mostrano lungo i fiumi che attraversano il «livello fondamentale della pianura», da cui sono separate da nette scarpate di terrazzo. Le piane, di età olocenica, si sono formate ed ampliate per incisione e erosione laterale connessa all'evoluzione dei meandri, raggiungendo larghezze notevoli specialmente per Ticino, Adda, Mincio e Adige. Non altrettanto larghe, tali piane di divagazioni sono presenti lungo gran parte degli affluenti del Po e dei fiumi della pianura veneto-friulana, disseccando settori di media ed alta pianura. Da rimarcare la presenza, in molti casi, di depositi ghiaiosi distribuiti in lunghi tratti delle piane di divagazione olocenica di molti affluenti del Po.

Un caso particolare si riferisce al Tànaro ed ai suoi affluenti, la cui piana di divagazione si è sviluppata sia all'interno delle colline tra l'Astigiano e le Langhe sia nel settore dell'alta pianura cuneese, che appare terrazzata (fig. 9.18).

5 - *Fascia a meandri del Po.* Questa particolare unità, che evidenzia l'area di divagazione delle anse del Po rispetto all'attuale tracciato, prende consistenza presso Casale Monferrato e si sviluppa ininterrottamente sino alla confluenza del F. Oglio, a partire dalla quale diventa discontinua per chiudersi definitivamente nel mantovano, poco oltre le confluenze di Mincio e Secchia. Le forme principali di questa fascia riguardano anse di singolo meandro, brevi

ing the Po. This «level» contains both some interesting isolated reliefs and terraces (older residual surfaces partly influenced by tectonic uplift) and traces of ancient diversions due to variations in the regime of fluvio-glacial watercourses.

Similar conditions also occur in the Veneto-Friuli sector where, however, the passage from the high plain is more marked. Pleistocene sectors of plain occur in the distal parts of the fans of the Adige, Brenta, Piave and Tagliamento, where they almost touch the lagoons, gently alternating with areas of Holocene sedimentation, without any evident morphological contrast.

The conformation of the plain of Piemonte South of Torino is peculiar, where the Moncalieri gap («chiusa di Torino») has influenced sedimentation in the Po and its tributaries. Thus, there is a gradual transition between the steep, high, gravelly plain of the province of Cuneo and the Carmagnola-Moncalieri basin, the latter superficially characterized by a weak gradient and fine sediments.

4 - *Embedded Holocene flood plains. The most typical expression of these is found along rivers crossing the «livello fondamentale della pianura», from which they are separated by clearcut erosional scarps. The Holocene plains were formed and amplified by cutting and lateral erosion as the meanders developed, sometimes reaching considerable widths, especially in the cases of the Ticino, Adda, Mincio and Adige rivers. Less well-developed flood plains are present along other tributaries of the Po and the rivers of the Veneto-Friuli plain, embedded in the medium and high plain. In many cases, gravel deposits were distributed over long stretches of the Holocene flood plains of many tributaries of the Po.*

One particular case is the Tànaro and its tributaries, the flood plain of which developed both inside the hills near Asti and the Langhe and in the Cuneo plain, which is terraced (fig. 9.18).

5 - *Meander belt of the Po. This particular unit becomes well-expressed near Casale Monferrato and continues uninterruptedly as far as the confluence with the Oglio, starting from which it becomes discontinuous, to close finally in the Mantova area, slightly beyond the confluences of the Mincio and Secchia. The main forms of this belt are single-meander bends, short stretches with meanders, or sinuous abandoned stretches at the level of the plain or slightly under it.*

From its beginning, the average width of the Po's meander belt exceeds 4 km, and only in short stretches, e.g., near Stradella or the mouth of the Taro, does it narrow to less than 3 km. Its maximum extent occurs in two places, where the meanders are fully developed. The first is between Piacenza and Cremona, containing the ancient meander of Monticelli d'Ongina; the second is North of the Po, between Casalmaggiore, Guastalla and Suzzara.

Many traces of meanders are part of the recent evolution of the high water belt of the Po and many others character-

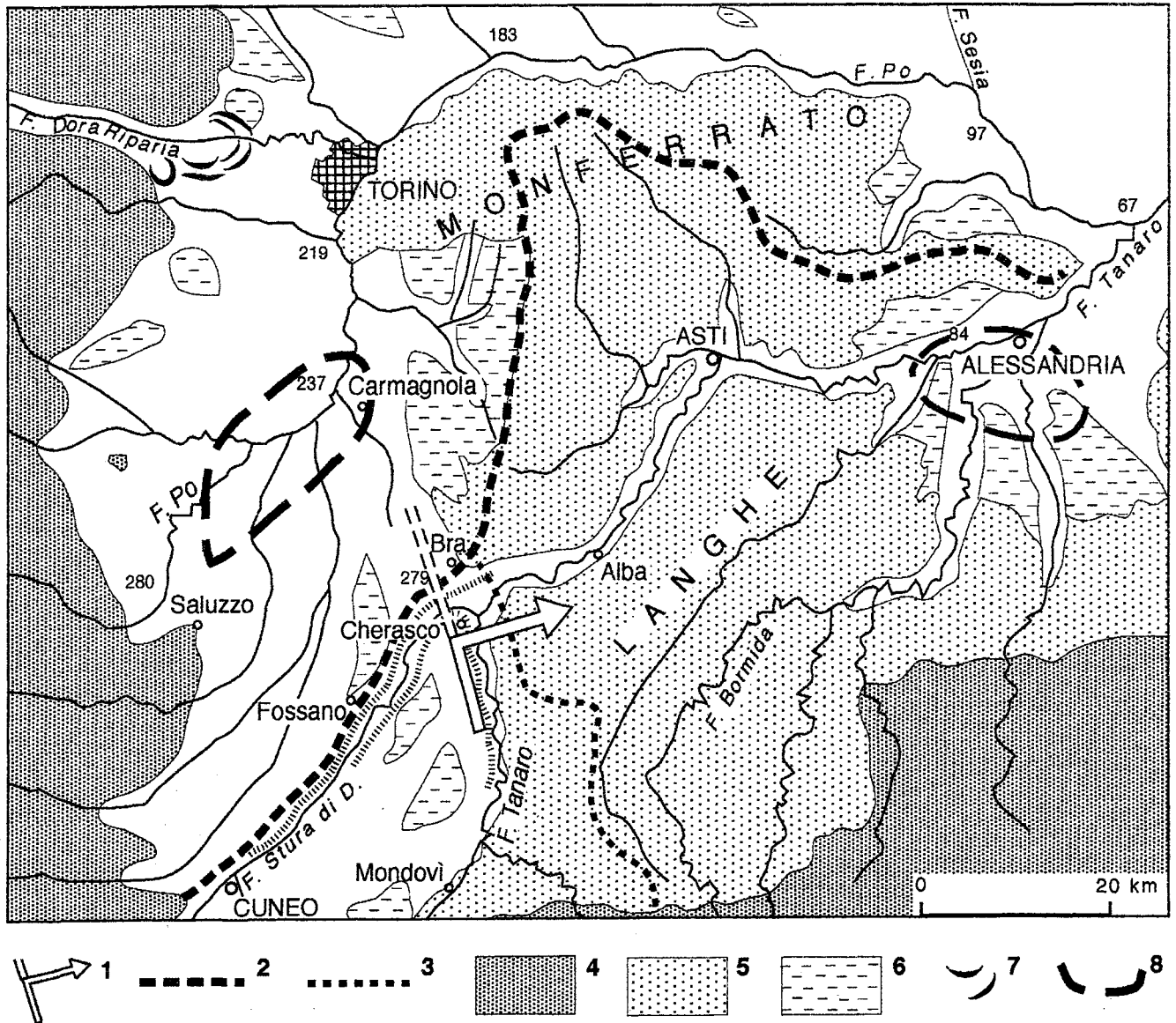


FIG. 9.18 - La deviazione del Tànaro, del Pleistocene superiore, ha tra l'altro avuto come conseguenza il modellamento di nuovi fondovalle sia nel tratto tra le colline sia nella pianura a monte del «gomito di cattura» (da Castiglioni, 1979, modif.): 1 - sito della deviazione; 2 - spartiacque attuale fra il Po e il Tànaro; 3 - spartiacque tra l'alto Tànaro e i fiumi diretti verso Alessandria, prima della deviazione; 4 - montagne alpine e appenniniche; 5 - colline; 6 - ripiani e terrazzi del Pleistocene inferiore e medio; 7 - anfiteatro morenico di Rivoli Torinese; 8 - aree in subsidenza nel Pliocene e nel Quaternario (limite approssimativo).

FIG. 9.18 - Diversion of the Tànaro river in Upper Pleistocene also resulted in modelling of new valley bottoms, both in stretch between hills and in plain upstream from «piracy point» (from Castiglioni, 1979, modified): 1 - site of diversion; 2 - present-day watershed between Po and Tànaro; 3 - watershed between high Tànaro and rivers flowing towards Alessandria, before diversion; 4 - Alpine and Apennine mountains; 5 - hills; 6 - Lower and Middle Pleistocene terraces; 7 - Rivoli Torinese morainic amphitheatres; 8 - approximate boundary of areas in subsidence during Pliocene and Quaternary.

tratti a meandri o tratti sinuosi abbandonati posti a livello della pianura o in leggera depressione.

Sin dall'inizio l'ampiezza della fascia a meandri del Po supera i 4 km e solo in brevi tratti, come quello in prossimità di Stradella o presso la foce del F. Taro, si restringe a meno di 3 km; la massima estensione viene raggiunta in due

tratti adiacenti, frequentemente definiti, particolarmente sulla riva sinistra, da una netta scarpatura erosiva. Le tracce esterne di meandri sono resti fluviali antichi, molti dei quali risalgono al periodo romano o addirittura (ad esempio, presso Sabbioneta) all'età del bronzo (Cremaschi & alii, 1980; Catarsi Dall'Aglio & alii, 1992).

tratti dove pure le dimensioni dei meandri sono le più sviluppate: il primo è compreso tra Piacenza e Cremona, dove si evidenzia l'antico meandro di Monticelli d'Ongina; il secondo riguarda l'area a Nord del Po compresa tra Casalmaggiore, Guastalla e Suzzara.

Molte tracce di meandro rientrano nell'evoluzione recente delle forme della fascia golenale del Po e molte altre caratterizzano la pianura ad esso limitrofa frequentemente delimitata, specialmente in sponda sinistra, da una netta ripa di erosione. Le tracce di meandro più esterne rappresentano antiche persistenze fluviali, molte delle quali risalenti al periodo romano ed in alcune zone (ad esempio l'area di Sabbioneta) anche all'età del Bronzo (Cremaschi & alii, 1980; Catarsi Dall'Aglia & alii, 1992).

6 - *Bassa pianura a dossi e depressioni.* Una cospicua parte della *Carta Geomorfologica* esprime una conformazione caratteristica della bassa pianura in cui si evidenzia un fitto intreccio di dossi sopraelevati e depressioni interposte, quale risultato della complessa evoluzione naturale ed antropica dei corsi d'acqua. L'area interessata si diparte dal piacentino comprendendo le basse pianure dell'Emilia-Romagna, del Veneto e della Venezia Giulia nonché una parte limitata della pianura lombarda relativa al settore mantovano.

In tale area, tuttavia, si evidenziano tre grandi zone in cui i rapporti tra dossi e depressioni mostrano una diversa «tessitura».

a) un settore meridionale compreso tra la Via Emilia, il Po attuale sino a Guastalla e da qui in poi delimitato dall'allineamento delle località Mirandola-Finale Emilia-Argenta-Ravenna, non discosto dal tracciato dell'antico Po di Primaro.

Al suo interno i numerosi dossi, recenti ed antichi, più o meno continui e rilevati, presentano andamento ortogonale alla catena appenninica, testimoniando le frequenti deviazioni subite, ora ad oriente ed ora ad occidente, dai vari corsi d'acqua nel corso del tempo; solo all'approssimarsi al Po o all'antico Po di Spina molti dossi mostrano la tendenza a deviare verso Est per la difficoltà a confluire nel fiume principale pensile. Tra i vari dossi e quelli del Po si individuano zone depresse di varia forma e dimensione, ma tendenzialmente allungate in senso NNE-SSO, sede di depositi pelitici di esondazione, talora con torba. Caratteristica è la presenza, nelle depressioni, di colmate controllate artificialmente.

b) un settore centrale, di forma triangolare, racchiuso tra la direttrice Guastalla-Ravenna a Sud, la direttrice Suzzara-Valli Veronesi-Monselice-Padova-Mestre a Nord ed il mare Adriatico ad Est.

Esso si caratterizza per la presenza di stretti dossi nastriformi a lunga persistenza, corrispondenti ad antichi tracciati dell'Oglio, del Po e dell'Adige, ma particolarmente fitti nella zona di divagazione dell'Adige. Dai tracciati principali si diramano numerosi dossi minori e assieme ai primi delimitano altrettante numerose depressioni («valli»), di forma e dimensioni assai varie, spesso poste ad una quota sotto il livello del mare. Tra le maggiori so-

6 - Low plain with ridges and depressions. A conspicuous part of the Geomorphological Map expresses a typical conformation of the low plain, with dense elevated ridges separated by depressions, the result of the complex natural and anthropic evolution of the rivers. The area in question starts from the province of Piacenza, and includes the low plains of Emilia-Romagna, Veneto and Venezia Giulia, and a small portion of the Lombardia plain in the Mantova sector.

However, this area also contains three large zones in which the relations between ridges and depressions reveal a different «texture»:

a) The southern sector, between the Via Emilia and the present-day Po as far as Guastalla, and further eastward defined by the Mirandola-Finale Emilia-Argenta-Ravenna alignment, near the course of the old Po di Primaro.

Inside this sector, many both recent and ancient, more or less continuous ridges occur at right angles to the Apennine chain, revealing the frequent diversions, both East and West, undergone by the rivers over time; only near the Po, or near the old Po di Spina, do many ridges tend to deviate eastward, due to the difficulty of entering the main hanging river. Among these ridges and those of the Po are variously shaped and sized depressions, all tending to run NNE-SSW, filled with sometimes peaty pelitic flood deposits. These depressions often now contain artificially controlled fluvial fills (casce di colmata).

b) The central, triangular sector, between Guastalla-Ravenna (South), Suzzara-Valli Veronesi-Monselice-Padova-Mestre (North) and the Adriatic (East).

This sector typically contains long, narrow, ribbon-shaped ridges, corresponding to the ancient courses of the Oglio, Po and Adige; they are particularly dense in the Adige alluvial plain. Many minor ridges branch off from the main stretches and, together with them, define many depressions («valli») very varied in shape and size, often under sea level. The largest are the depressions of Ostiglia, which enters the Valli Grandi Veronesi; and the depression of Valli di Mirandola, running W-E. In the province of Ferrara, they tend to widen, giving rise to the large Valli di Comacchio and the depressions of Copparo, Adria, Cavarzere, etc., rich in peat and located behind the ancient coastal structures. Ridges and depressions resulting from ancient diversions of the Bacchiglione and Brenta prevail in the North.

c) The eastern sector which, from the Piave river, steadily narrows eastwards from Motta di Livenza towards Portogruaro and Cervignano del Friuli.

This area has textural features similar both to those of the Emilia-Romagna plain and to the central sector described in point b). There are a smaller number of widely convex ridges, which here run S-SE and are often quite short. Some ribbon-shaped ridges branch off from the courses of the Piave and Livenza; large depressions are closed by the coastal belts between Jésole and Porto

no la depressione di Ostiglia che si innesta nelle Valli Grandi Veronesi e la grande depressione delle Valli di Mirandola, allungata in senso Ovest-Est. Nel ferrarese tendono ad ampliarsi; hanno così origine le grandi Valli di Comacchio e le depressioni di Copparo, Adria, Cavarzere, ecc., ricche in torbe e site immediatamente a ridosso degli antichi apparati costieri. L'estremità settentrionale dell'area è dominata dai dossi e depressioni formati dalle antiche divagazioni del Bacchiglione e del Brenta.

c) un settore nord-orientale che dal Piave progressivamente si riduce di ampiezza andando da Motta di Livenza verso Portogruaro e da qui sino a Cervignano del Friuli.

Quest'area presenta caratteri tessiturali affini sia con quella della pianura emiliano-romagnola sia con il settore centrale sopra descritto. Infatti si può notare un minore numero di dossi a larga convessità, qui diretti verso S-SE, spesso poco sviluppati in lunghezza; alcuni dossi nastriformi diramati dai corsi del Piave e del Livenza; grandi depressioni chiuse dai cordoni costieri tra Jésole e Porto Baséleghe. Presso Latisana e Portogruaro alcune depressioni sono impostate anche nei materiali grossolani delle frange esterne della piana fluvio-glaciale alpina.

7 - *Forme e depositi fluviali nella fascia costiera.* In questa unità forme e depositi collegati principalmente ai processi fluviali interferiscono con quelli costieri ma lasciano proprie specifiche tracce. Ne sono esempi dossi e paleovalvei che si addentrano nelle piane deltizie allagate oppure bonificate: la grande costruzione deltizia moderna del Po, i delta minori dell'Isonzo, del Tagliamento, del Piave e dell'Adige, le tracce semi-sommerse dei rami un tempo attivi del Po nelle Valli di Comacchio; infine le tracce di delta di corsi d'acqua che si immettevano nella Laguna di Venezia.

Tra queste ultime, si riconoscono le evidenze di un delta attribuibile al Brenta, ad Ovest di Chioggia (Zunica, 1974), e di un delta del Sile, con apporti del Piave, nell'area di Burano. Le forme attualmente presenti risentono sia della tendenza alla sommersione di questa fascia costiera, sia delle variazioni dell'assetto idrografico.

Baséleghe. Near Latisana and Portogruaro, some depressions are located in the coarse materials of the outer fringes of the Alpine fluvio-glacial plain.

7 - Fluvial forms and deposits in the coastal belt. *This unit contains forms and deposits mainly linked to fluvial processes interfering with coastal ones, although they have left their own traces. Examples are the ridges and paleo-riverbeds entering flooded deltaic plains or reclaimed, with particular reference to the extensive modern delta of the Po, the minor deltas of the Isonzo, Tagliamento, Piave and Adige, semi-submerged traces of once active branches of the Po in the Valli di Comacchio and adjacent areas, and traces of deltas of the rivers entering the Lagoon of Venice.*

Among these, in particular, is evidence of one delta attributable to the Brenta, West of Chioggia (Zunica, 1974), and another of the Sile, with supplies from the Piave, near Burano. Present-day forms are influenced both by the tendency of this coastal belt to submerge, and by variations in the river network.