

CARLO BARONI\* e MAURO CREMASCHI\*\*

## GEOLOGIA E PEDOSTRATIGRAFIA DELLA COLLINA DI CILIVERGHE (Brescia)

### Fasi glaciali, pedogenesi e sedimentazione loessica al margine alpino durante il Pleistocene\*\*\*

**RIASSUNTO** - La collina di Ciliverghe è costituita da depositi continentali pleistocenici. Alla base si trova una morena connessa a depositi fluvioglaciali. Essa costituisce la più antica ed occidentale morena affiorante dell'anfiteatro gardesano. In discordanza seguono depositi glaciolacustri sormontati da un conglomerato fluviale di origine valsabbina. A tetto di questi ultimi, sempre in discordanza, sono presenti depositi fluvioglaciali di origine centro alpina, sui quali si sviluppa un paleosuolo evolutosi a partire dal Pleistocene medio. Chiudono la serie depositi eolici, costituiti da almeno tre successive coltri delle quali, quella superiore, che contiene manufatti musteriani, è riferibile all'ultimo periodo glaciale. Nella successione stratigrafica di Ciliverghe sono quindi complessivamente documentate cinque fasi glaciali che probabilmente coprono l'intero intervallo del Pleistocene glaciale. Forma e stratigrafia del colle sono stati controllati, durante il Pleistocene, dall'evoluzione di strutture tettoniche sepolte.

**SUMMARY** - *Geology and pedo-stratigraphy of the Ciliverghe hill (glacial deposits, pedogenesis and loess sedimentation along the Alpine fringe during the Pleistocene)*. - Ciliverghe hill consists of Pleistocene continental deposits. The lowest units (CIL 1 and CIL 2), composed of till and related fluvioglacial deposits, represent the oldest moraine ridge of the Garda lake moraine system. These units are covered with angular unconformity, by glacio-lacustrine marls (CIL 3), by fluvial gravels supplied from a local source (CIL 4) and by fluvioglacial gravels (CIL 5) including Central-Alpine rocks. In the upper unit a rubefied, strongly weathered palaeosol is developed. At the top of the sequence there is a polygenetic cover of loess consisting of at least three distinct layers intercalated with pedogenetic horizons. The uppermost loess which includes mousterian artifacts dates back to the Late Pleistocene. Five glacial stages are therefore recorded in the Ciliverghe sequence, probably spanning the whole glacial Pleistocene. The stratigraphical and morphological development of the Ciliverghe hill has been tectonically controlled due to the activity of buried tectonic structures.

#### 1. PREMESSA

L'interesse che la serie di Ciliverghe ha suscitato in molti dei ricercatori che si sono occupati della Geologia del Quaternario del margine sudalpino sta principalmente nel fatto che essa si trova al raccordo fra il sistema gardesano ed i depositi marini e continentali della Pianura Padana, affioranti nel vicino colle di Castenedolo.

Il presente lavoro trae origine dalle osservazioni condotte negli scorsi anni, nelle numerose cave aperte recentemente nel colle e nella trincea della tangenziale Brescia-

\* Museo Civico di Scienze Naturali di Brescia; «frequentatore» del Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Pavia.

\*\* Centro di Studio per la Stratigrafia e la Petrografia delle Alpi Centrali, C.N.R., Milano.

\*\*\* Lavoro eseguito nell'ambito del Progetto di Ricerca sui paleosuoli nel margine alpino del Centro C.N.R. per la Stratigrafia e la Petrografia delle Alpi Centrali e del Progetto Nazionale di Ricerca «Morfotettonica», M.P.I. 40%, responsabile locale P.L. Vercesi.

Lo studio geologico è di entrambi gli Autori; M. Cremaschi ha inoltre curato l'analisi pedostratigrafica, mentre C. Baroni la parte geomorfologica.

Ponte S. Marco. Tali interventi hanno permesso di meglio osservare i depositi ed i suoli di cui il colle risulta formato e di delineare più in dettaglio le vicende geologiche da essi testimoniate.

## 2. INQUADRAMENTO TOPOGRAFICO E GEOMORFOLOGICO

La collina di Ciliverghe (figg. 1; 2) è ubicata una decina di chilometri circa a ESE di Brescia, a N dell'Autostrada A4-Serenissima (Tav. Calcinato, F° 47 II NE). Ha forma allungata in senso SW-NE, con assi di Km 1,5 e 0,5 circa. Si tratta di un terrazzo elevato, rispetto alla pianura circostante, di una dozzina di metri circa. Il margine nord occidentale è relativamente ripido poichè, in questa zona, affiorano le rocce coerenti che si trovano alla base della serie stratigrafica e che costituiscono l'ossatura del colle. Il margine sud orientale, invece, è costituito da un blando pendio che si raccorda più dolcemente con il livello della pianura.

La porzione centro meridionale, a sud della linea ferroviaria MI-VE, è stata lacerata da massicci interventi antropici, finalizzati soprattutto all'estrazione dei sedimenti fini che si rinvergono nei livelli superficiali; i termini inferiori della successione stratigrafica sono pertanto in affioramento in varie zone (fig. 2). I vecchi piani di cava sono stati rimodellati per ampi tratti e destinati ad attività agricola. A luoghi sono presenti lembi non intaccati dall'attività estrattiva, che sono stati raccordati ai vecchi piani di coltivazione, al fine di raddolcire, almeno in parte, le asprezze morfologiche artificialmente prodotte.

La pianura che circonda il rilievo isolato di Ciliverghe è parte della piana fluvio-glaciale (*Sandur*) connessa agli scaricatori nord-occidentali dell'apparato morenico gardesano del Pleistocene superiore (fig. 1). Il vertice di tale conoide è ubicato subito a valle di Gavardo, dove le cerchie più esterne dell'apparato morenico gardesano si trovano a ridosso del pedemonte: indicheremo questa unità morfologica come *Sandur di Molinetto*.

Le propaggini meridionali di questa conoide oltrepassano la collina di Castenedolo e giungono nei pressi di Ghedi; nella zona più a settentrione della collina di Castenedolo, invece, è più difficile una chiara delimitazione di questa unità morfologica, essendo i depositi che la costituiscono interdigitati con i sedimenti delle conoidi pedemontane e, soprattutto, con le alluvioni del F. Mella. Il *Sandur di Molinetto* è stato terrazzato dall'azione erosiva esercitata, sul margine orientale, dal F. Chiese. La scarpata del terrazzo fluviale risultante è di tipo convergente. L'apice della conoide è separato dal margine pedemontano dal terrazzo di Prevalle (fig. 1).

Le caratteristiche morfologiche del *Sandur di Molinetto* sono messe in risalto dall'andamento delle curve di livello ricostruite sulla base dei punti quotati riportati sulle tavolette I.G.M. (fig. 1). L'insieme delle curve descrive una conoide leggermente bombata ed immergente verso SW.

Con l'analisi delle foto aeree ed il successivo rilevamento di campagna è stato possibile individuare la presenza di una fitta rete di canali abbandonati, posti in risalto da un arricchimento in matrice fine dei depositi ghiaioso-sabbiosi che costituiscono il *Sandur di Molinetto*.

## 3. INQUADRAMENTO GEOLOGICO: AUTORI PRECEDENTI

La successione stratigrafica del colle di Ciliverghe è stata oggetto di numerosi studi geologici, dei più significativi dei quali viene presentata di seguito una breve sintesi.

PAGLIA (1875 e 1889) segnalò affioramenti di puddinghe che ritenne villafranchiane ed indicò un piegamento ad anticlinale della collina.

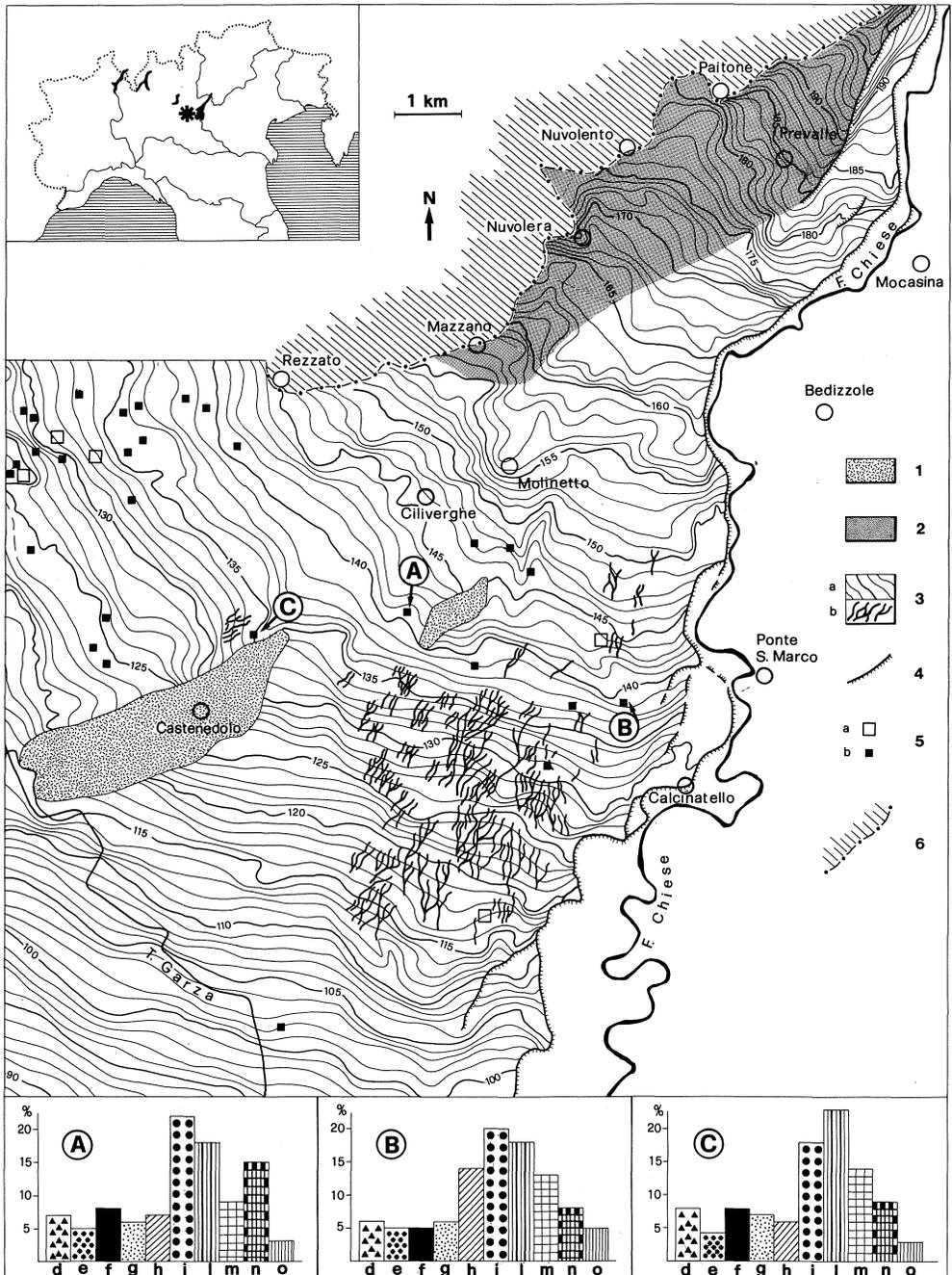


Fig. 1 - Schizzo geomorfologico della zona circostante il colle di Ciliverghe. A Est del F. Chiese si sviluppa l'apparato morenico gardesano. 1: rilievi isolati. 2: unità morfologica di Prevalle, modellata in depositi fluvioglaciali del Pleistocene medio. 3: *Sandur di Molinetto*; a= curve di livello ricostruite sulla base dei punti quotati riportati sulle Tavolette I.G.M.; l'equidistanza è di 1 m; b= tracce di canali intrecciati riferibili ad un corso d'acqua di tipo *braided*. 4: orlo di scarpata di terrazzo fluviale. 5: cave di ghiaia e sabbia; a= attiva; b= abbandonata. 6: margine pedemontano. A, B e C = determinazioni litologiche su campioni statistici raccolti in alcune cave di ghiaia: d= porfidi; e= rocce metamorfiche; f= rocce granitoidi; g= arenarie e conglomerati; h= marne; i= calcari e calcari marnosi neri, fetidi alla percussione; l= calcari e calcari marnosi grigi; m= calcari chiari; n= dolomie; o= selci e calcari con selce.

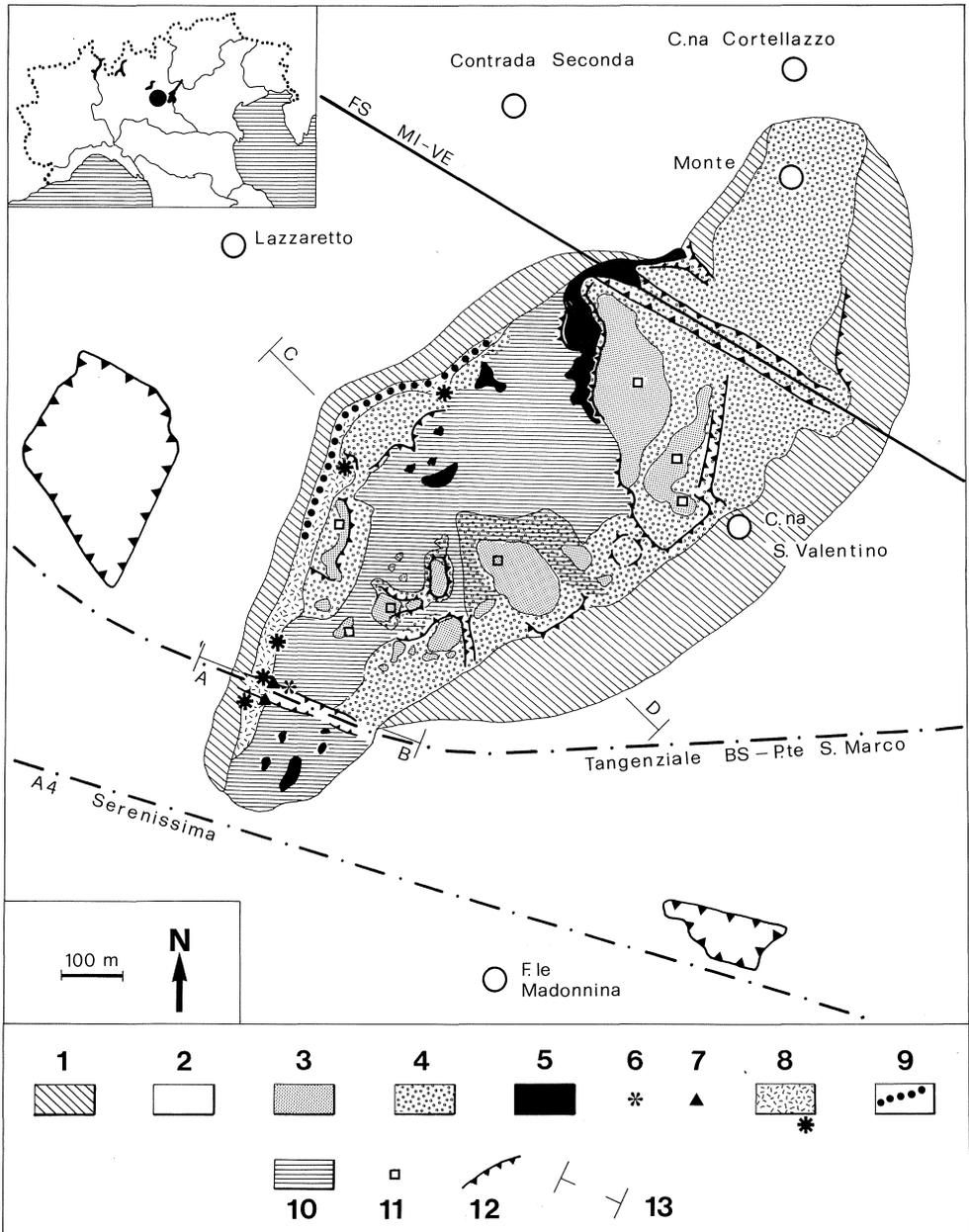


Fig. 2 - Schizzo geologico della collina di Ciliverghe. 1: depositi di versante. 2: depositi fluvioglaciali del Pleistocene sup. (*Sandur di Molinetto*). 3: CIL 6, coltri loessiche composite. 4: CIL 5, ghiaie fluvioglaciali intensamente pedogenizzate (Pleistocene medio). 5: CIL 4, depositi fluviali di origine valsabbina (Pleistocene medio). 6: CIL 3, ritmiti glaciolacustri. 7: CIL 2, depositi morenici sciolti. 8: CIL 1, depositi morenici cementati; gli asterischi indicano i massi erratici di «Corna». 9: conglomerati fluvioglaciali connessi con CIL 1. 10: zone di cava risistemate (il simbolo è sovrapposto a quello del substrato nelle aree interessate da interventi che consentono comunque un suo riconoscimento). 11: zona di rinvenimento di manufatti paleolitici. 12: orlo di scarpata artificiale. 13: traccia di sezione geologica (A-B v. fig. 4; C-D v. fig. 3).

Secondo SACCO (1896) la successione stratigrafica sarebbe costituita da depositi continentali nella parte superiore e marini in quella inferiore; questi ultimi sarebbero rappresentati da sabbie gialle contenenti fossili litorali attribuibili al Pliocene sup. (Astiano auct.) che verrebbero a giorno in ...«tagli artificiali presso il Fenile della Vite»..., ma lo stesso A. ammette di non avere mai constatato ...«*de visu* alcun affioramento». I depositi continentali sarebbero costituiti da «Banchi conglomeratici e strati arenaceo sabbiosi» del Villafranchiano, poggianti sulle sabbie marine e ricoperti da «Loess e Diluvium» (Ferretto) del Quaternario (Sahariano auct.).

PENCK (1909) riconobbe depositi morenici che attribuì al Mindel. Questi sarebbero ricoperti da depositi alluvionali e poggerebbero sul Pliocene marino, che però l'A. non segnala in affioramento. Ritenne di età würmiana le ghiaie che costituiscono la pianura circostante alla collina.

CACCIAMALI (1914) segnalò la presenza, alla base di un conglomerato pleistocenico, di una breccia costituita da elementi calcarei biancastri, provenienti dalle formazioni liassiche del pedemonte bresciano. Attribuì queste breccie al Villafranchiano e le correlò alle «Mottelle» di Prevalle (piccole elevazioni della pianura nella zona di Goglione).

Secondo CALDERA (1916 e 1932) le breccie calcaree affioranti alla base della serie di Ciliverghe, correlabili con le «Mottelle» di Prevalle e attribuibili al Villafranchiano, sarebbero state messe in posto da «fluitazioni locali» o da «breve corsi d'acqua scendenti dai monti calcarei di Gavardo, Paitone, Serle, ecc.». A tetto di questa breccia, l'A. segnalò la presenza di ghiaie costituite prevalentemente da calcari neri, che attribuì all'interglaciale Mindel-Riss.

BONOMINI (1919) ritenne che i conglomerati calcarei di Ciliverghe e di Prevalle fossero stati depositi dal Chiese in epoca gūnziana.

COZZAGLIO, nella sua carta geologica (1939), comprese la collina di Ciliverghe tra gli «Altipiani ferrettizzati e conglomerati di varia età»; la pianura circostante venne indicata con il simbolo delle «Deiezioni fluvio-glaciali provenienti dagli scaricatori glaciali». In precedenza (1891), aveva considerato miocenica la breccia calcarea biancastra affiorante alla base della serie ed aveva accennato anche alla presenza di un conglomerato villafranchiano, nel quale avrebbe rinvenuto resti di «Pecten». Lo stesso A. (1934) correlò le breccie calcaree biancastre di base alle mottelle di Prevalle ed il conglomerato sottostante all'analogo conglomerato che costituisce l'ossatura dell'altipiano di Calvagese-Bedizzole, ritenendolo di origine valsabbina in base alla composizione petrografica.

VENZO (1965) indicò la seguente successione (dal basso): a) conglomerati fluviali ad elementi calcarei contenenti ciottoli alpini (anaglaciale Mindel); b) cordone morenico intensamente ferrettizzato (Mindel I); c) *loess* giallo del Würm; d) argille rosse colluviali, al margine sud orientale (post Riss). Riferì al fluvioglaciale Riss la pianura circostante alla collina ed indicò, sulla base dei dati AGIP, la presenza di una «culminazione anticlinale» nella zona comprese tra i colli di Castenedolo e Ciliverghe.

Secondo DESIO (1966), l'ossatura della collina sarebbe costituita da un conglomerato calcareo a «stratificazione distinta e inclinata verso NNW di pochi gradi». Al di sopra del conglomerato indicò la presenza di «tipico Ferretto», variamente potente. Sulla base dei dati raccolti dall'AGIP ritenne che i rilievi isolati del bresciano (Ciliverghe, Castenedolo e Capriano), fossero stati sollevati dall'attività di una struttura anticlinale sepolta, in un'epoca compresa tra 200.000 e 400.000 anni fa.

CAPPONI (1968) considerò morenica la breccia calcarea presente alla base della serie, ritenendola in relazione con i conglomerati calcarei chiari affioranti al margine occidentale del colle (fluvioglaciale). Attribuì l'insieme al Günz. Riconobbe la dislocazione dei conglomerati calcarei chiari, segnalata anche da VENZO (1965) e DESIO (1966) e, in accordo con gli stessi AA., la pose in relazione all'attività dell'anticlinale

sepolta di Castenedolo-Ciliverghe. Indicò, al di sopra delle brecce inferiori, un conglomerato calcareo a ciottoli scuri, a tetto del quale si troverebbe una morena ferrettizzata, a sua volta ricoperta da placche discontinue di *loess* giallo-bruno. Attribui al Günz-Mindel il conglomerato ad elementi calcarei scuri correlandolo con gli analoghi depositi di Castenedolo, Calvagese-Bedizzone, Carpeneda e Sotto Castello; tutti sarebbero dovuti «all'alluvionamento del Chiese» nel Pleistocene medio. In accordo con VENZO (1965) considerò mindeliano il deposito ferrettizzato a tetto della serie, ritenendolo di origine morenica.

MANCINI (1969) studiò sotto il profilo pedologico la porzione superiore della sequenza stratigrafica; descrisse un paleosuolo riferibile al «Ferretto», che attribui al Mindel-Riss e coltri di *loess* pedogenizzato ad esso sovrastanti che riferì alla glaciazione rissiana.

La Carta Geologica d'Italia, redatta a cura del Servizio Geologico (BONI *et Alii*, 1968) e le relative note illustrative (BONI *et Alii*, 1970), riportano quanto già messo in evidenza da VENZO (1965) e DESIO (1966).

CHARDON (1975) correlò le brecce calcaree di base ai conglomerati ed alle brecce che si trovano al di sotto della morena mindeliana di Calvagese ma, a causa della omogeneità litologica non le ritenne morene sepolte, bensì depositi legati ad un vasto scondimento avvenuto lungo il margine pedemontano.

Recentemente BONI e PELOSO (1982) hanno indicato la tendenza al sollevamento della zona dei rilievi isolati della pianura bresciana, dovuta alla presenza della struttura anticlinale sepolta di Pievedizio-Ciliverghe, a partire dal Quaternario inferiore fino ai giorni nostri. Il presente studio costituisce inoltre lo sviluppo dei più recenti studi pubblicati dagli Autori (CREMASCHI, in stampa; BARONI e CREMASCHI, in stampa).

## 4. SUCCESSIONE STRATIGRAFICA

### 4.1. Sezione della tangenziale Brescia-Ponte S. Marco

Il taglio di questa tangenziale ha sezionato l'estremità meridionale del colle di Ciliverghe, ponendone in luce la successione stratigrafica, nella quale sono state distinte le unità stratigrafiche descritte di seguito (figg. 3; 4; 5).

Ubicazione: Tav. Calcinato (F° 47 II NE, Ed. 6-1974); sezione N della trincea della Tangenziale Brescia-Ponte S. Marco; q. 150 m ca. s.l.m.; 45°28'51"-2°06'32". Superficie topografica: originariamente debolmente inclinata, ora modificata dall'attività estrattiva.

**CIL 6:** è costituita da coltri sovrapposte di *loess* che riempiono una depressione conformata nell'unità sottostante. Nei *loess* che la compongono sono sviluppati gli orizzonti<sup>1</sup> di seguito descritti (figg. 4; 5; 6):

**Ap;** cm 0-30: franco limoso, 7.5 YR 4/4 bruno scuro, aggregazione poliedrica fine ben sviluppata, friabile, pori minuti abbondanti, limite inferiore graduale a:

**B1;** cm 30-100: franco limoso argilloso, 10 YR 4/4 bruno giallastro scuro, screziature debolmente espresse, aggregazione poliedrica media ben sviluppata, molto resistente, pori piccoli comuni, pochi, sottili discontinui rivestimenti di argille, pochi noduli Fe-Mn, limite inferiore graduale a:

**II B21 tx;** cm 100-184: franco limoso argilloso, 10 YR 4/4 bruno giallastro scuro, aggregazione da prismatica a poliedrica media ben sviluppata, da molto resistente a forte, pori piccoli comuni, glosse verticali comuni di un centimetro di spessore che vanno rastremandosi alla base, di colore bruno giallastro (10 YR 6/6) ai margini e bruno giallastro chiaro (10 YR 6/4) all'interno; attraversano l'intero orizzonte ramificandosi nella parte inferiore; numerose e continue patine di argilla, limite inferiore chiaro a:

**II B22 cn;** cm 184-195: franco limoso argilloso, 10 YR 4/4 bruno giallastro scuro; molto abbondanti sono i noduli Fe-Mn che costituiscono il 70-80% dell'intero orizzonte; limite inferiore abrupto a:

<sup>1</sup> Per la descrizione degli orizzonti pedologici si fa riferimento a SANESI (1977) semplificato.

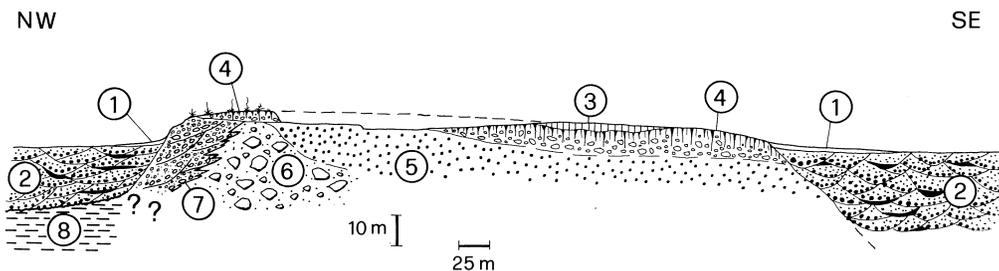


Fig. 3 - Sezione geologica della collina di Ciliverghe. (C-D in fig. 2). 1: depositi di versante. 2: depositi fluvio-glaciali del Pleistocene sup. (*Sandur di Molinetto*). 3: *CIL 6*, coltri loessiche composite. 4: *CIL 5*, ghiaie fluvio-glaciali intensamente pedogenizzate (Pleistocene medio). 5: *CIL 4*, depositi fluviali di origine valsabbina (Pleistocene medio). 6: *CIL 1*, depositi morenici cementati. 7: *CIL 1*: conglomerati fluvio-glaciali. 8: peliti e sabbie di origine marina (Pleistocene medio?).

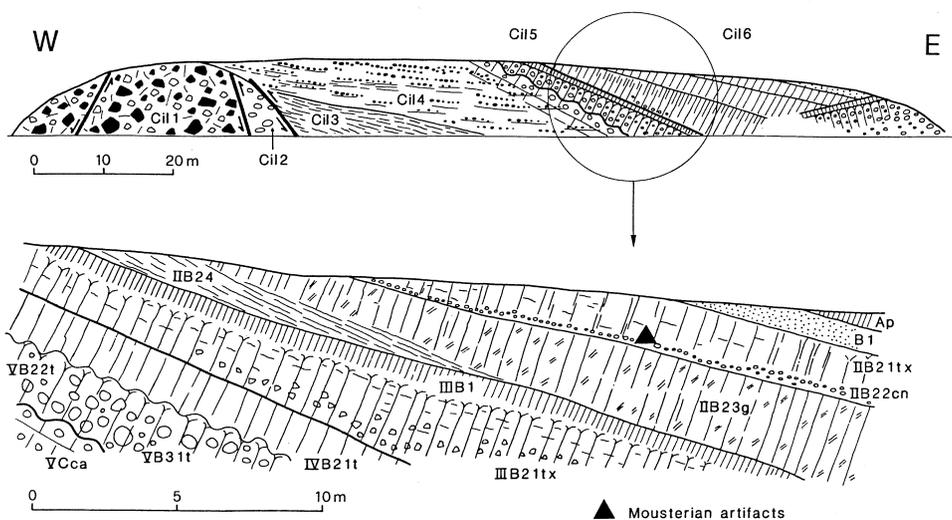


Fig. 4 - Sezione geologica della collina di Ciliverghe (sezione della trincea della tangenziale Brescia-P.te S. Marco; A-B in fig. 2). Per la descrizione v. testo.

**II B 23 g**; cm 195-305: franco limoso argilloso, 10 YR 4/4 bruno giallastro, screziature grigio bruno chiare 2.5 Y 6/4 e bruno rossastre (7.5 YR 6/6), aggregazione poliedrica grossolana debolmente sviluppata, resistente, pochi pori, rivestimenti di argilla comuni, noduli soffici di Fe-Mn; lateralmente questo orizzonte diminuisce di spessore e si sovrappone a:

**II B 24**; cm 195-245: franco limoso, 7.5 YR 5/8 bruno forte, aggregazione molto debolmente sviluppata, debolmente resistente, pori comuni, molti rivestimenti di argilla sulla superficie degli aggregati, limite inferiore chiaro a:

**III B 1**; cm 245/305-350: franco limoso argilloso, 7.5 YR 4/4 bruno forte, aggregazione poliedrica fine molto debolmente sviluppata, resistente, rivestimenti di Fe-Mn da comuni a molti, pochi e discontinui rivestimenti di argilla, limite inferiore chiaro a:

**III B 21 tx**; cm 350-500: franco limoso argilloso, 7.5 YR 5/6 bruno forte con screziature brune 7.5 YR 5/4, scheletro costituito da pochi ciottolotti di selce, aggregazione poliedrica angolare da media a grossolana ben sviluppata, da molto resistente a resistente, pochi pori minuti nella parte superiore, comuni in quella infe-

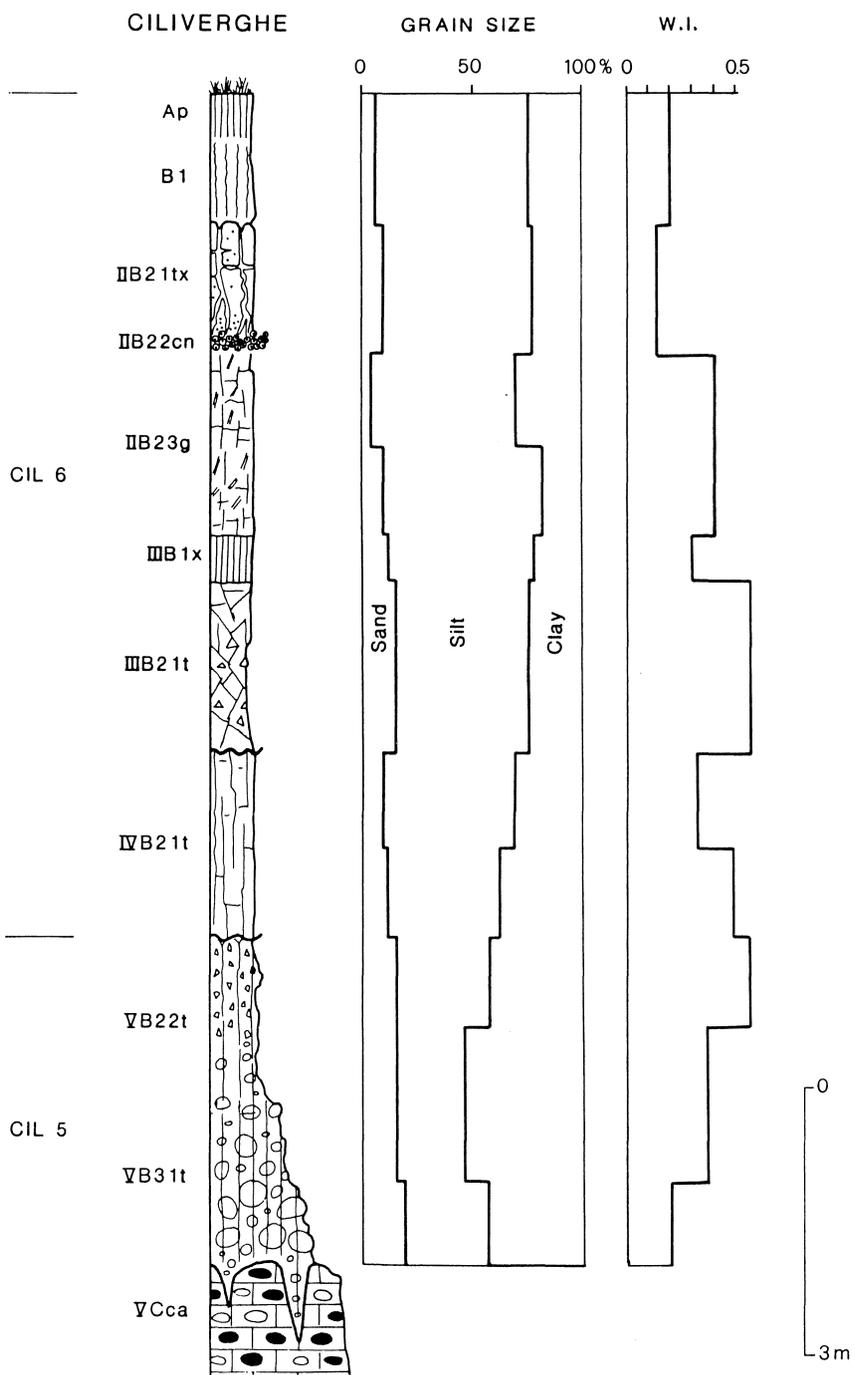


Fig. 5 - Profilo pedologico rilevato lungo la serie della superstrada. Nel diagramma tessiturale i limiti di classe adottati sono: sabbia (2-0,063 mm), limo (0,063-0,002 mm), argilla (diametri inferiori a 0,002). L'indice WI (Weathering index) esprime il rapporto fra minerali pesanti resistenti all'alterazione (zirconio, tormaline, ossidi di titanio) e quelli più facilmente aggredibili (anfibioli, epidoti, distene, cloritoide).

riore, glosse verticali comuni dello spessore di 2-3 cm nella parte superiore che si ramificano alla base (7.5 YR 5/4 bruno al margine e 10 YR 7/2 grigio all'interno), rivestimenti di argilla da comuni a molti, limite inferiore graduale a:

**IV B21 t;** cm 0-150: da franco limoso argilloso a limoso argilloso, 5 YR 4/6 rosso giallastro, sottili screziature verticali, aggregazione poliedrica angolare ben sviluppata da media a grossolana, resistente, pori piccoli comuni, patine Fe-Mn comuni, rivestimenti di argilla da comuni a molti, limite inferiore graduale alla sottostante unità CIL 5.

**CIL 5:** l'unità è costituita da ghiaie fortemente alterate in cui si riconoscono gli orizzonti pedologici di seguito descritti (figg. 4; 5; 7):

**V B22 t;** cm 150-270: argilloso, 5 YR 4/6-2.5 YR 3/6 rosso giallastro scuro, scheletro costituito da pochi frammenti spigolosi silicei, aggregazione poliedrica angolare da fine a media, ben sviluppata, molto resistente, pochi pori, molti rivestimenti di argilla e di Fe-Mn, limite inferiore chiaro a:

**V B31 t;** cm 270-400: argilloso, 2.5 YR 3/6 bruno rossastro scuro, abbondanti ciottoli di rocce alterate o decomposte (arenarie decalcificate, frammenti di selce, rocce metamorfiche e vulcaniche), resistente, pori da pochi a comuni, piccole facce di pressione comuni, rivestimenti di argilla da comuni a molte; una conta su cento ciottoli campionati in questo orizzonte ha dato i seguenti risultati: marne decarbonate ed arenarie fini da dissoluzione di rocce calcaree 13%, selce, da dissoluzione di calcari selciferi 30%, arenarie decarbonate 28%, vulcaniti 10%, metamorfiti 11%, rocce granitoidi 8%; limite inferiore abrupto molto ondulato a:

**V C Ca;** cm 400-470: l'orizzonte è costituito da ciottoli di rocce inalterate con calcari scuri prevalenti, fortemente cementati; limite inferiore diffuso alla sottostante unità.

**CIL 4:** l'unità è interamente costituita da depositi fluviali: ghiaie e sabbie da sciolte a cementate a stratificazione decimetrica, discontinua, piana e generalmente non parallela (figg. 4; 8). I ciottoli, ben arrotondati, sono di dimensioni prevalentemente centimetriche, con diametri massimi di 3-5 cm. Dal punto di vista litologico sono costituiti quasi esclusivamente da rocce calcaree, con netta prevalenza di calcari scuri di origine valsabbina; sono presenti in quantità decisamente subordinata arenarie rosse della Val Sabbia e porfidi. A tetto questa unità è cementata, per uno spessore non ben definibile, dall'orizzonte calcico del suolo sovrastante. Limite chiaro lineare alla sottostante unità:

**CIL 3:** ritmi glaciolacustri (fig. 4). Si tratta di marne calcaree con intercalati livelli di sabbie fini e limi argillosi. La stratificazione è piano parallela, centimetrica, con fitte lamine concordanti con la stratificazione. Il deposito immerge verso E con un'inclinazione di pochi gradi. Verso occidente termina a *pinch out* contro la sottostante unità CIL 2; il contatto, abrupto, sembra coincidere con un piano di faglia subverticale con direzione N 20° W.

**CIL 2:** l'unità è costituita da depositi morenici a matrice sabbioso-limosa contenenti ciottoli e blocchi (fig. 4), non a contatto tra loro, spesso solcati dalle caratteristiche striature glaciali. Dal punto di vista litologico risulta costituita da: calcari chiari 29%, calcari grigi 18%, calcari neri 11%, dolomie 15%, calcari con selce 7%, arenarie 5%, vulcaniti 8%, rocce granitoidi 4% e metamorfiti 3%. Il contatto con l'unità CIL 1 è abrupto, subverticale e coincide con un piano di faglia con direzione N 20° W.

**CIL 1:** l'unità è costituita da *diamict* fortemente cementato (figg. 3; 4; 9), includente ciottoli e blocchi, angolari, che possono raggiungere anche le dimensioni dei massi (fino a vari metri cubi di volume). Il limite inferiore non è in affioramento. Dal punto di vista litologico sono costituiti prevalentemente da calcari bianchi del margine prealpino («Corna»), presenti soprattutto in forma di blocchi. Tra le ghiaie più fini vi sono, sia pure in piccole percentuali, rocce vulcaniche, metamorfiche e granitoidi. I clasti sono immersi in una matrice limoso sabbiosa. Nella sua parte orientale l'unità non presenta stratificazione ed è quindi interpretata come deposito glaciale di ablazione. Verso occidente, al contrario, i clasti sono più piccoli e più arrotondati e definiscono una stratificazione planare, inclinata verso NW; questa parte dell'unità è quindi attribuita a facies fluvio-glaciali prossimali (figg. 2; 3).

## 4.2. Carattero pedostratigrafici delle unità CIL 6 E 5

Per meglio individuare l'articolazione stratigrafica e pedostratigrafica delle unità CIL 6 e 5, le descrizioni di campagna sono state integrate con i dati analitici relativi alle tessiture, al contenuto in ferro libero ed al pH, rappresentati graficamente nelle

figg. 10, 11 e 12. Inoltre un conveniente numero di campioni è stato studiato dal punto di vista micromorfologico, i cui caratteri micromorfologici sono riassunti in fig. 14.

I sedimenti loessici risultano moderatamente classati, hanno curve cumulative unimodali con medie comprese nei valori del silt medio o grossolano. Marcatamente ricco di argilla risulta il sedimento eolico dell'orizzonte IV B21 t.

Chiaramente differenziato risulta il paleosuolo evoluto a tetto dell'unità CIL 5, in cui l'argilla raggiunge il 59,7%. I picchi di argilla sono in relazione diretta con quelli del ferro libero.

Le coltri loessiche comprendenti gli orizzonti contrassegnati con I, II e III mostrano caratteristiche simili: la natura eolica dei sedimenti è ben testimoniata dalla selezione moderata dello scheletro, dalla scarsa presenza di litorelitti e dalla elevata quantità di lamine di mica. Il plasma è soltanto leggermente sepico, eccetto che nell'orizzonte II B23 g dove è masepico a causa del più elevato contenuto di argilla. La *fabric basic* è comunemente porfirochelica, ma nell'orizzonte III B1 è agglomeroplasmica.

I vuoti sono rappresentati da canali, *vughs* e camere. I *metavughs*, a volte di forma vescicolare, caratterizzano soprattutto gli orizzonti con carattere di *fragipan* di ciascuno dei *sequa* individuati. Figure indotte da idromorfia temporanea sono comuni in tutti gli orizzonti e mostrano una distruzione che è in accordo con le evidenze di campagna.

Il plasma è ovunque separato in aree ridotte e in aree ossidate; mentre in queste ultime è di colore scuro e mostra evidenze di accumulo del ferro sotto forma di noduli, nelle prime è fortemente deferrificato; i *ferri-argillans* sono alterati ed impoveriti in ferro. Le zone di riduzione divengono prevalenti lungo le superfici degli aggregati e corrispondono, a livello macroscopico, alle glosse.

In tutti gli orizzonti B i *cutans* sono rappresentati da *argillans*, spesso decolorati, *ferri-argillans* e *cutans* complessi<sup>2</sup>, presenti ovunque lungo il profilo, ma la loro concentrazione è significativa per porre in rilievo le discontinuità pedologiche. Infatti nella coltre loessica superiore sono prevalenti *ferri-argillans* sottili e ben conservati; al contrario negli orizzonti B sepolti i *cutans* complessi sono fortemente sviluppati, specialmente in corrispondenza agli orizzonti induriti (*fragipans*), mentre decrescono gradualmente con la profondità all'interno di ogni *sequum*. Il loess dell'orizzonte IV B21 t (parte inferiore dell'unità CIL 6) mostra caratteristiche peculiari: il plasma è più ricco di ferro, i *ferri-argillans*, spessi e ben conservati, aumentano in modo netto, pur con una consistente presenza di *cutans* complessi.

Nel paleosuolo a tetto delle ghiaie fluvio-glaciali (CIL 5) il plasma mostra una marcata rubefazione. La *basic fabric* è ancora porfirochelica mentre la *plasmic fabric* varia in rapporto al contenuto di ferro tra l'argillasepica e la bimasepica. La distribuzione dei *cutans* è significativa: nell'orizzonte V B22 i *cutans* complessi sono prevalenti ed i *ferri-argillans*, pur abbondanti, risultano deformati ed alterati; nell'orizzonte V B31 i *cutans* complessi si riducono di numero ed i *ferri-argillans* sono largamente prevalenti, costituiscono la maggior parte del plasma, sono ben conservati e fortemente birifrangenti. La porosità è determinata principalmente da *planes* legati all'elevato tenore di argilla.

---

<sup>2</sup> I *cutans* complessi sono costituiti da *matrans*, *siltans* e *scheletans* (rivestimenti grossolani, costituiti rispettivamente da matrice, silt e particelle sabbiose), alternati senz'ordine apparente con *ferri-argillans* ed *argillans* (rivestimenti di argille, ed argille associate ad idrossidi di Ferro).



Fig. 6 - *Unità CIL 6*. Si osservino, dall'alto, gli orizzonti II B21 t, II B22 cn, II B23 g, III B1 e III B21 tx. (v. figg. 4 e 5 e la spiegazione nel testo).



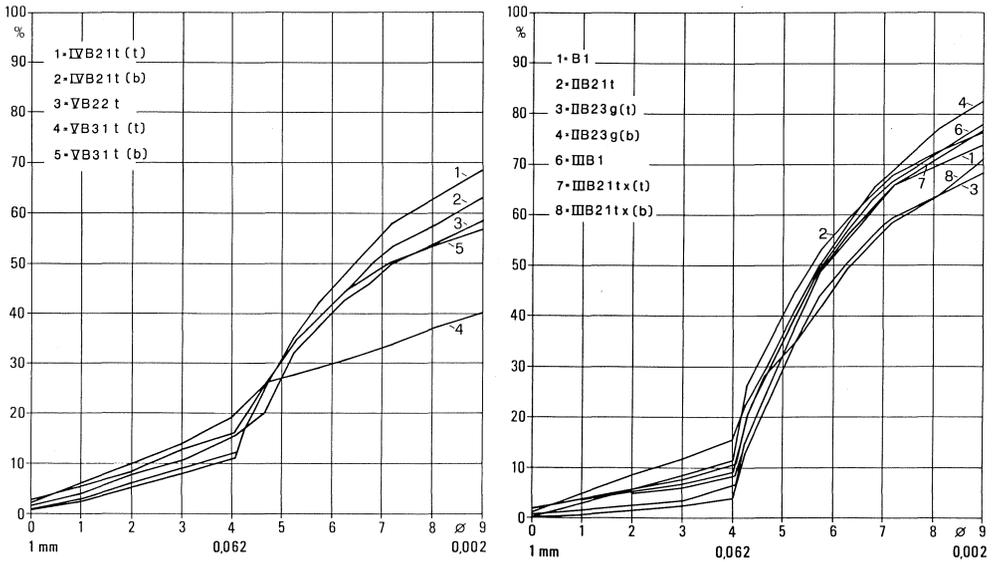
Fig. 7 - *Unità CIL 5*. Si osservino gli orizzonti IV B21 t e V B31 t. (v. figg. 4 e 5 e la spiegazione nel testo).



Fig. 8 - *Unità CIL 4*. Ghiaie fluviali di origine valsabbina.



Fig. 9 - *Unità CIL 1*. Morena alla base della serie di Ciltverghe. Si osservano i blocchi di corna e di vulcanite.



Figg. 10 e 11 - Curve granulometriche cumulative del profilo di Ciliverghe.

Dai caratteri pedogenetici evidenziati dalla descrizione di campagna e dai dati analitici si possono trarre informazioni a) relative ai caratteri paleoambientali che hanno presieduto all'evoluzione dei suoli ed alla sedimentazione delle coltri loessiche ad essi sovrapposte ed intercalate, b) all'età o, meglio, all'antichità delle figure pedologiche stesse.

Nelle unità CIL 5 e 6 si distinguono un paleosuolo rubefatto ricoperto da diverse coltri di loess a loro volta pedogenizzate. Già l'evidenza stratigrafica suggerisce la ciclica alternanza di processi pedogenetici, sviluppatasi in condizioni non glaciali, con periodi di apporto eolico avvenuti in ambiente evidentemente freddo ed arido: si ripetono anche in questa parte della serie, ma con una sintassi fenomenologica diversa,

ORIZZONTI	SABBIA	LIMO	ARGILLA	PH H <sub>2</sub> O	PH CaCl <sub>2</sub>	Org. C %	CaCO <sub>3</sub> %	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> dit. %
B1	6.2	67.5	26.3	5.5	4.7	0.21	-	4.63
II B21t	9.1	67.2	23.7	5.6	4.6	0.12	-	4.66
II B22g	4.1	64.4	31.5	6.2	5.0	0.12	-	3.51
II B23	10.6	71.9	17.5	6.1	5.1	0.15	-	7.84
III B 1 b	11.5	66.3	22.2	5.6	4.8	0.20	-	4.91
III B21 t	15.6	61.0	23.4	6.1	5.1	tr	-	4.16
III B22 t	10.0	61.0	29.0	6.2	5.0	-	-	4.45
IV B21t(t)	11.2	57.3	31.5	5.7	4.9	tr	-	5.83
IV B21t(b)	12.0	51.0	37.0	5.7	4.9	-	-	6.71
V B22t	15.5	43.1	41.4	5.9	5.0	-	-	7.50
V B31t(t)	15.7	24.6	59.7	6.1	5.1	-	-	9.23
V B31t(b)	19.4	37.5	43.1	6.1	5.1	-	-	7.66

Fig. 12 - Caratteristiche del profilo pedologico di Ciliverghe.

	Ap	B21	II B23t	II B24	III B1	III B21	IV B21	IV B21 (t)	VB22	V B31 (t)	VB32 (b)
Op.	16	1	32	27	23	44	44	46	44	45	66
Tr.	36	72	50	54	58	48	40	42	40	45	24
Mic.	48	27	18	19	19	8	16	12	16	12	10
Zirc.	1	3	5	3	1	4	5	4	4	4	3
Tour.	4	3	1	3	1	8	4	2	8	1	1
Anat.+Brook	4	1	3	6	4	7	2	8	2	3	4
Rut.	+	-	-	+	+	+	-	2	1	+	-
Tit.	+	-	-	-	-	-	+	-	-	-	-
Ep.+Zois	27	23	43	28	43	45	66	62	53	43	43
Staur.	1	+	5	1	5	2	8	6	10	5	2
Garn.	3	2	8	4	6	7	6	6	4	8	5
Kyan.	-	+	-	1	-	1	-	1	-	-	-
And.	-	+	4	2	5	3	+	3	2	5	3
Chlor.	4	4	2	2	2	5	+	1	2	2	-
Sill.	-	+	-	1	1	+	-	1	-	1	-
Amph.	56	62	28	48	32	18	9	4	4	28	38
Glauc.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Pyr.	-	-	-	-	-	-	-	-	+	-	-
Spin.	-	-	-	+	-	-	-	1	+	-	-
W.I.	0.21	0.16	0.41	0.26	0.29	0.58	0.34	0.49	0.58	0.38	0.19

Fig. 13 - Profilo pedologico di Ciliverghe. Minerali pesanti.

l'alternarsi di fasi glaciali e non glaciali, già deducibili dai caratteri sedimentologici delle precedenti unità. Tuttavia i dati analitici, specialmente micromorfologici, consentono di spingere l'analisi ad un maggior dettaglio. La formazione del paleosuolo dell'unità CIL 5, almeno nella sua fase iniziale, è stato determinato dai processi di decarbonatazione, rubefazione e ferri-argilluviazione. Questi processi sono generalmente ritenuti caratteristici del pedoclima mediterraneo (DUCHAUFOR, 1983); essendo documentati in val Padana anche in suoli di età atlantica (CREMASCHI, 1982) sono stati probabilmente determinati da condizioni climatiche non molto dissimili dall'attuale, in condizioni di copertura forestale su superfici stabili dal punto di vista morfologico.

Nello stesso modo i caratteri pedogenetici impressi nel *loess* sono stati principalmente determinati dalla traslocazione dell'argilla, mentre la rubefazione tende a diminuire nelle coltri più recenti, in ragione inversa dell'idromorfia, per giustificare la quale basta invocare circostanze sia di carattere stazionario (la forma concava della depressione che ospita il *loess*) che legate al *parent material* (la tessitura fine del *loess* determinante un più difficile drenaggio rispetto alle ghiaie).

Al tetto di ciascun *sequum* di orizzonti (al tetto cioè del paleosuolo sull'unità CIL 5 e di ciascuna delle coltri loessiche contrassegnate nella descrizione da una discontinuità litologica) sono particolarmente espressi i *cutans* grossolani. Questi, come è noto (SEVINK, 1974), sono determinati dal collasso della struttura del suolo e dalla conseguente mobilizzazione anche delle sue frazioni grossolane (sabbia, limo) o dell'intero suolo. I *cutans* grossolani sono segnalati (TARGULLIAN *et Alii*, 1974) nei suoli boreali attuali o, allo stato fossile (FEDOROFF e GOLDSBERG, 1982), in suoli dell'ultimo glaciale alle medie latitudini. Sono generalmente attribuiti a massicci *inputs* idrici, conseguenti alla fusione delle nevi, o a cicli di gelo e disgelo. Tali processi, senza essere esclusivi dei periodi glaciali, si sono particolarmente sviluppati in concomitanza al loro verifi-

	B 1	II B 21 tx	II B 23 g	II B 24	III B 1	III B 21 tx	IV B 21 t	V B 22 t	V B 31
Scheletro	sabbia fine e silt, moderatamente selezionato. QUARZO, FELD SPATI, MICHE	- idem -	- idem -	- idem - ma meno se lezionato	- idem -	- idem -	- idem -	sabbie medie e silt. QUARZO, FELD SPATI, SELCI	- idem -
Litorelitti	QUARZO e SELCE (PP)	- assenti -	QUARZO, SELCE e CARBONI (P)	QUARZO e SELCE (C)	SELCE e CARBONI (P)	SELCE (P)	QUARZO e SELCE (PP)	POLLITROLOGICI (C)	- idem - (M)
Pedorelitti	-	-	-	-	-	frammenti Gel IVE2it	-	-	-
Vuoti	vughs (C) canali (C)	vughs (P)	planes (C) vughs (P) canali (P)	- idem -	vughs (C)	- idem - ma (P)	metavughs (C) canali (C) planes (C)	- idem -	planes (C)
Basic-fabric	porphyroske lic	- idem -	- idem -	- idem -	agglomero plasmico	porphyroske lic	- idem -	- idem -	- idem -
Plasma	bruno chiaro	- idem -	bruno chiaro aree ridotte aree ossidate	bruno chiaro aree ridotte aree ossidate	bruno chiaro	bruno giallo chiaro	bruno chiaro aree ridotte nelle glosse	rosso bruno	bruno rosso
Cutans	Ferri-argillans (C) cutans complessi (P)	Ferri-argillans (P) cutans complessi (M) argillans de colorati nelle glosse (C)	Ferri-argillans (C) cutans complessi (P) argillans de colorati nel	- idem -	Ferri-argillans (P)	Ferri-argillans (C) cutans complessi (M)	Ferri-argillans (M) cutans complessi (C)	Ferri-argillans (M) cutans complessi (M)	Ferri-argillans (M)
Giabule	Fe-Mn noduli (P) Papule (P)	- idem - ma (C)	- idem -	papule (C)	noduli Fe-Mn (C) papule (P)	- idem - ma più papule	papule (C)	papule (P)	-

Fig. 14 - Profilo pedologico di Cithverghe; Descrizioni micromorfologiche sintetiche (secondo BREWER, 1976).

PP= poche; P= poche; C= comuni; CC= molto comuni; M= molte. Complex cutans = matrans, siltans, scheletans e argillans, alternati senz'ordine.

carsi, come conseguenza, ad esempio, dell'aumento delle precipitazioni, della più prolungata persistenza delle coperture nevose, del più intenso succedersi dei cicli di gelo e disgelo (CREMASCHI, in stampa) e della sostituzione della copertura vegetale di carattere interglaciale con altre (foresta boreale e/o steppa, cfr. MANCINI, 1962). Generalmente alla base delle coltri loessiche vi è una marcata componente colluviale che viene completamente a cessare verso l'alto. Nei due *sequa* superiori dell'unità CIL 6, si trovano orizzonti induriti con caratteri di *fragipan*. La loro formazione sembra precedente all'illuviazione di argilla perchè i *vughs* vescicolari che li caratterizzano risultano tappezzati di argilla e/o *ferri-argillans* indisturbati. Come già discusso (CREMASCHI *et Alii*, 1985) è probabile che i *fragipan* si siano evoluti a partire da superfici sottoposte a processi pedogenetici iniziali (SMALLEY e DAVIN, 1982) perdurati per tempi non troppo lunghi e rappresentino momenti di pausa della sedimentazione eolica, probabilmente come conseguenza di fasi climatiche meno aride. La successiva pedogenesi in un pedoclima di nuovo caratterizzato da copertura vegetale arborea e da stagioni contrastate avrebbe prodotto lo sviluppo di argilluviazione all'interno del *loess*.

La successione di eventi qui descritta si sarebbe ripetuta ciclicamente, a partire dal paleosuolo sull'unità CIL 6, nell'unità CIL 6 per tre volte, secondo lo schema indicato in fig. 17.

Circa l'età dei suoli rappresentati nella sezione di Ciliverghe, premesso che le evidenze di carattere stratigrafico verranno discusse in un successivo capitolo, l'attenzione verrà qui concentrata sui caratteri intrinseci al suolo dell'unità CIL 5 che possono avere, per se stessi, un significato cronostatigrafico.

Tra le varie figure e caratteristiche pedogenetiche che numerosi recenti lavori indicano variare in funzione del tempo (per es. TORRENT *et Alii*, 1980), sono stati qui presi in considerazione i caratteri del profilo, il contenuto in ferro libero (estraibile con il ditionito di sodio) e l'intensità della colorazione rossa.

I caratteri del profilo quali lo spessore maggiore di 2 m (malgrado si tratti di un profilo troncato), la forte alterazione dello scheletro lapideo, la marcata differenziazione in orizzonti e la presenza nell'orizzonte C di un orizzonte petrocalcico, forniscono un quadro eloquente di forte alterazione e consentono di stabilire un raffronto di questo profilo con i «Ferretti» del margine alpino, che, pur non essendo chiaramente definiti nè caratterizzati dal punto di vista pedostratigrafico, sono da includere almeno all'interno del Pleistocene medio (CREMASCHI e OROMBELLI, 1982).

È noto (TORRENT *et Alii*, 1980; FERRARI e MAGALDI, 1983) che lo sviluppo della colorazione rossa sia funzione del tempo e così pure che la liberazione del ferro estraibile con il ditionito di sodio (ferro libero) tenda ad aumentare con il procedere dell'alterazione e con la durata del processo pedogenetico.

Nel diagramma di fig. 18 i valori percentuali del ferro libero e gli indici di colore del paleosuolo dell'unità CIL 5 e di alcuni paleosuoli del bacino padano di diversa età, vengono posti in relazione tra loro. Tale diagramma è stato recentemente utilizzato con successo (BARTOLINI *et Alii*, 1984) per differenziare orizzonti plintitici attribuiti al Pleistocene medio da più recenti evidenze pedologiche evolute su paleosuperfici e depositi dell'Appennino pistoiese. In fig. 18 il medesimo diagramma è stato costruito scegliendo suoli e paleosuoli del Pleistocene medio, superiore e dell'Olocene del margine appenninico ed alpino evoluti a partire da materiale di origine simile (ghiaie prevalentemente carbonatate, con ammontare più o meno consistente di rocce silicatiche). Poichè, specie nei paleosuoli più antichi, esiste una sensibile varietà di colore e di accumulo di ferro nei diversi orizzonti, sono stati paragonati tra loro soltanto gli orizzonti B31; in tali orizzonti i ciottoli costituenti la roccia madre, pur fortemente alterati, conservano tuttavia la loro forma originaria e non vi sono manifestazioni sensibili di idromorfia che avrebbero potuto influenzare il contenuto in ferro ed il colore.

Come risulta evidente dal diagramma di fig. 18, il paleosuolo di Ciliverghe si raggruppa con paleosuoli del Pleistocene medio, si differenzia da quelli evoluti sull'apparato morenico di Carpenedolo (tardo Pleistocene medio) ed è chiaramente distinto dai suoli evoluti a partire dal Pleistocene superiore (profilo di Cavriago) o dall'Atlantico (profili di Cà Pegoroni e Solferino).

A livello micromorfologico anche i caratteri dei *ferri-argillans* sembrano variare nel tempo. In paleosuoli del Lazio compresi tra il Pleistocene inf. ed il Pleistocene sup., REMMELZWAAL (1979) distingue diversi stadi evolutivi in cui i *ferri-argillans* differiscono per una progressiva perdita di birifrangenza e di espressione della laminazione interna. I *ferri-argillans* del paleosuolo dell'unità CIL 5 possono essere raffrontati con i paleosuoli attribuiti, al Pleistocene medio.

Elementi del profilo, caratteri micromorfologici, indice di colore e contenuto in ferro libero convincono che lo sviluppo del paleosuolo di CIL 5 sia avvenuto almeno a partire dal Pleistocene medio.

Non vi sono elementi che possano far pensare che il processo pedogenetico si sia concluso all'interno di uno specifico periodo (interglaciale, ad esempio). Il paleosuolo non è stato infatti coperto da coltri sedimentarie che lo abbiano definitivamente isolato dai processi di superficie e le coltri loessiche che lo ricoprono sono discontinue ed attraversate in tutto il loro spessore dai processi pedogenetici. Si preferisce pertanto guardare al paleosuolo descritto come al prodotto di processi pedogenetici progressivi, mutati nel tempo in velocità e forse in tipo, ma mai veramente interrotti.

#### 4.3. Rilevamento geologico del colle di Ciliverghe

Gran parte delle unità venute in luce nella sezione della tangenziale Brescia-Ponte S. Marco sono state osservate in affioramento sul colle (fig. 2).

I depositi morenici cementati ed i connessi conglomerati fluvioglaciali dell'unità CIL 1 affiorano lungo tutto il margine occidentale della collina dove localmente si notano le litoclasti che la attraversano con direzione N 15-20 E. Il limite inferiore non è mai stato osservato. Gli affioramenti ubicati in prossimità della strada che segue il margine occidentale mettono in evidenza i conglomerati fluvioglaciali connessi con i depositi morenici di questa unità, che si presentano in bancate immergenti verso NW-NNW con un'inclinazione di 15° circa. Sempre in questa zona, ai margini o nei pressi delle rampe di accesso alle zone di cava (alcune delle quali in disuso), sono visibili blocchi e massi di «Corna» contenuti nei depositi morenici veri e propri (i più evidenti sono stati messi in risalto nello schizzo geologico di fig. 2). Nessun affioramento di questa unità è stato rilevato al margine settentrionale e nella zona centro orientale del colle.

I depositi morenici sciolti che costituiscono l'unità CIL 2 e le ritmiti glaciolacustri dell'unità CIL 3 sono venute in luce solo lungo la sezione della tangenziale (fig. 4) e non sono state altrove osservate in affioramento.

I depositi fluviali che costituiscono l'unità CIL 4 sono presenti, a tratti, in tutta la porzione centro settentrionale del colle: in vari punti l'attività estrattiva ha raggiunto e messo in evidenza il tetto di questa unità, per vasti tratti costituito da bancate conglomeratiche ben cementate. A luoghi questa stessa unità si presenta sotto forma di ghiaie sciolte o debolmente cementate.

Le ghiaie fluvioglaciali dell'unità CIL 5 ed il paleosuolo presente a tetto delle medesime, affiorano ampiamente su tutto il colle e sono osservabili con caratteri pedologici e spessori del tutto raffrontabili; esse sono state ampiamente utilizzate per ripristinare il fondo dei piani di cava, frammiste ad inerti e altro materiale.

Le coltri loessiche sono concentrate in tasche e depressioni impostate sui depositi

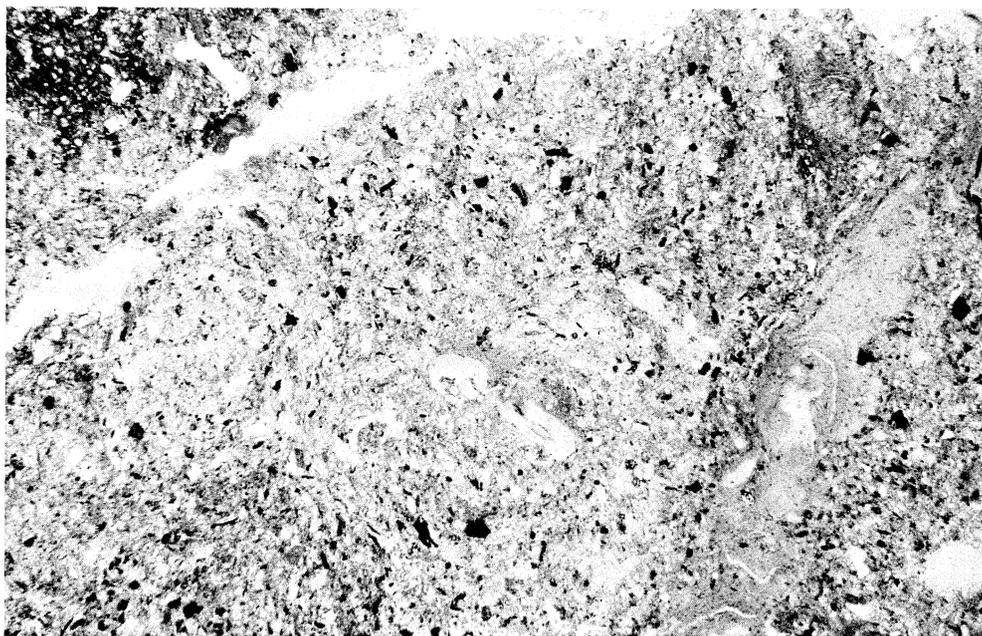


Fig. 15 - *Orizzonte II B23 g*: è evidente un cospicuo rivestimento di argilla che riveste una fessura dell'orizzonte; attorno ai vuoti adiacenti si osservano rivestimenti limosi e sabbiosi; sono altresì osservabili nelle matrici andamenti ondulati dei granuli di mica (nicols paralleli,  $\times 100$  circa).



Fig. 16 - *Orizzonte V B22 g*: attorno al vuoto si osservano diverse generazioni di *argillans* e *ferri-argillans* fortemente birifrangenti; i più antichi risultano in parte assorbiti dalla matrice e fortemente disturbati dalla dinamicità dell'orizzonte (nicols incrociati,  $\times 100$  circa).

fluvioglaciali sottostanti (CIL 5). Sono caratterizzate da spessori estremamente variabili (da pochi decimetri a 2.5/3 m). Attualmente si rinvergono, con spessore discontinuo, solo in lembi limitati, essendo state oggetto, negli anni passati, di intensa coltivazione per la produzione di cemento, unitamente agli orizzonti superiori del paleosuolo evolutosi al di sopra delle ghiaie fluvioglaciali dell'unità CIL 5. Sebbene in sezione sia stato possibile effettuare delle suddivisioni all'interno di questi sedimenti, si è constatato che arealmente ciò non è sempre possibile e pertanto le coltri loessiche sono state cartografate unitariamente (fig. 2).

Lungo i fianchi della collina è stata inoltre distinta un'unità costituita da depositi di versante (principalmente colluviali). Si tratta di accumuli composti, di varia età ma per lo più olocenici, a dominante limoso-argillosa, con scheletro sabbioso e subordinatamente ghiaioso. Si sono sviluppati a spese dei depositi più superficiali che, essendo pedogenizzati, ne condizionano, oltre che la granulometria, anche il colore: in prevalenza sono rosso giallastri (5 YR 4/4, 5/6) ed in subordine bruni (7.5 YR 4/4, 5/4). All'interno di un piccolo accumulo di questo tipo, non cartografato in quanto asportato dall'attività di cava, presso il margine occidentale del colle, sono stati raccolti frammenti di laterizi e ceramica d'epoca romana.

La collina risulta essere circondata da depositi fluvioglaciali che costituiscono il *Sandur di Molinetto*. Questi, in base a quanto messo in evidenza dall'analisi della litologia di superficie, delle cave esistenti e delle stratigrafie dei pozzi per acqua, sono costituiti da ghiaie prevalenti, con intercalazioni sabbiose e sabbioso-limose. Le dimensioni massime dei singoli elementi possono raggiungere quelle dei blocchi (anche maggiori di 50 cm) soprattutto nella zona prossimale. Determinazioni litologiche eseguite in alcune cave impostate in questi depositi, hanno permesso di evidenziare la seguente composizione: calcari e calcari marnosi grigi, 18-23%; calcari e calcari marnosi neri, fetidi alla percussione, 18-23%; calcari chiari, 9-14%; dolomie, 8-15%; marne, 6-14%; arenarie, 6-7%; porfidi, 6-8%; rocce metaforiche, 5%; rocce granitoidi 5-8%; selci, fino a 5%.

Un fitto intreccio di canali abbandonati caratterizza la pianura tra Ciliverghe ed il F. Chiese (fig. 1). Le evidenze morfologiche e sedimentologiche (sia tessiturali che strutturali) permettono di riconoscere un modello deposizionale riconducibile ad un corso d'acqua di tipo *braided* che durante il Pleistocene divagava su una vasta piana proglaciale (*Sandur di Molinetto*). Lo spessore di questi depositi varia a seconda delle aree considerate; i valori minimi, sotto i venti metri, si hanno a ridosso della collina, soprattutto presso il margine occidentale, in direzione di Castenedolo, dove sono impostati direttamente su argille e sabbie di probabile origine marina.

A tetto delle ghiaie si osserva, al di sotto dell'orizzonte arativo Ap, un orizzonte dello spessore di circa 50-80 cm, che localmente può mancare perchè asportato dall'erosione. È lievemente rubefatto (Hue 5 YR-7.5 YR), a tessitura franco argillosa con debole aggregazione poliedrica, pietre comuni, in gran parte decalcificate, che talora presentano sulla superficie esterna e nelle fratture, discontinui rivestimenti di argilla e di Fe-Mn.

## 5. SUCCESSIONE DEGLI EVENTI DOCUMENTATI NELLA SERIE STRATIGRAFICA

Le unità CIL 1 e 2 comprendono un vallo morenico e depositi fluvioglaciali ad esso connessi. Legate a questa fase glaciale sono probabilmente anche le ritmiti dell'unità CIL 3. Carattere interglaciale hanno le ghiaie dell'unità CIL 4, composte da ghiaie di origine valsabbina: in questa fase l'area di Ciliverghe non riceveva apporti di materiali centro alpini e quindi l'area circostante doveva essere sgombra di ghiacciai

pedemontani. L'unità CIL 5, al contrario, malgrado sia fortemente alterata dai processi pedogenetici che ne hanno ridotto lo spessore e modificato i caratteri petrografici originari, mostra chiaramente di avere origine fluvioglaciale. Questa non è solo documentata dalla maggiore eterometria dei clasti e dalla presenza di grossi blocchi, ma soprattutto dalla composizione petrografica dei clasti stessi che riflettono una evidente provenienza centroalpina.

Con la deposizione dell'unità CIL 5 cessa la sedimentazione di corpi fluviali, fluvioglaciali o glaciali ed i processi prevalenti che avvengono successivamente nell'area del colle sono l'evoluzione dei suoli, lo sviluppo di depositi di versante e l'accumulo di polveri eoliche. Tali fenomeni sono l'effetto del già avvenuto sollevamento del colle: è probabile che in questa fase avessero già agito le faglie a direzione N 20° W che dislocano le unità CIL 1 e 2. Pur non risultando interessate dalle stesse faglie, le unità CIL 4 e 5 risultano lievemente bascate e deformate, in modo da dar luogo alla depressione in cui si sono accumulati i *loess* dell'unità CIL 6.

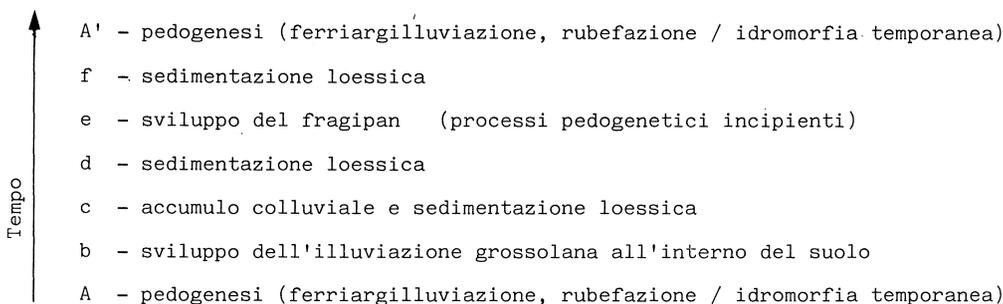


Fig. 17 - Successione dei processi pedogenetici e sedimentari documentati in un ciclo pedogenesi/sedimentazione loessica nelle unità CIL 5 e 6 di Cilverghe.

Il paleosuolo evoluto sull'unità CIL 6 si è formato a partire da una fase di carattere sicuramente non glaciale: i processi pedogenetici che sono alla base della sua formazione (decarbonatazione, rubefazione, ferri-argilluviazione) richiedono un clima a stagioni contrastate, verosimilmente assai prossimo a quello sub-mediterraneo attuale.

Ad esso succedono, secondo i modi già precedentemente discussi (fig. 17), almeno tre fasi di sedimentazione eolica intervallate da altrettante fasi pedogenetiche, richiedenti un clima analogo all'attuale. La sedimentazione loessica è preceduta, in ciascuna fase, dalla «degradazione» del suolo sottostante e dalla messa in posto di colluvi; è altresì interrotta dalla formazione di suoli iniziali che danno luogo, nella interpretazione qui adottata, ad orizzonti a *fragipan*.

Tali fenomeni vanno forse interpretati ipotizzando variazioni di umidità e precipitazioni nello svolgersi di ciascuna fase glaciale di cui il *loess* è testimonianza: le fasi di degradazione del suolo e di colluvio rifletterebbero sì più basse temperature, ma più abbondanti precipitazioni, mentre la sedimentazione loessica richiederebbe, come è noto, una situazione piuttosto arida, che verrebbe tuttavia interrotta per brevi periodi da punte più umide in cui i suoli connessi ai *fragipans* si sarebbero evoluti.

La coltre di *loess* non ha posizione simmetrica rispetto alla vallecchia che colma, ma vi si addossa sul versante occidentale: tale disposizione, legata alle originarie condizioni di sedimentazione del *loess*, riflette probabilmente la provenienza da E/SE dei

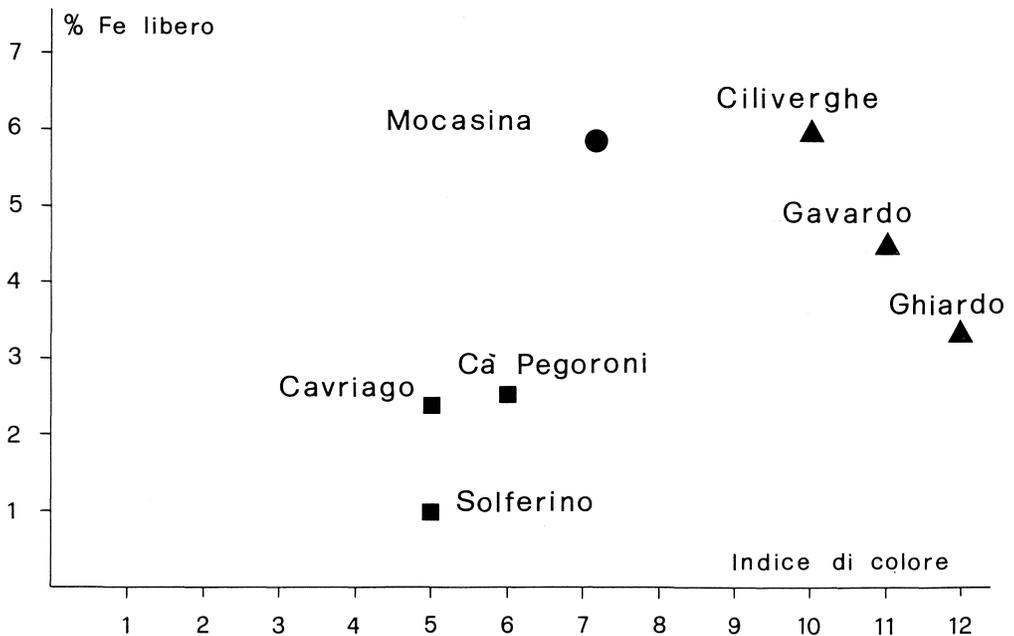


Fig. 18 - Rapporto fra Fe libero ed indice di colore ( $\frac{\text{Hue} \times \text{chroma}}{\text{value}}$ ) nell'orizzonte B31 t di alcuni suoli e paleosuoli del Bacino padano. Con i triangoli sono indicati i paleosuoli del Pleistocene medio, con i cerchi i paleosuoli dell'apparato morenico di Carpenedolo (anfiteatro del Garda) e con i quadrati i paleosuoli del Pleistocene sup. e dell'Olocene.

venti dominanti, responsabili del trasporto del *loess*. Come risulta dalla composizione dei minerali pesanti del *loess* (MANCINI, 1969; fig. 13) esso deriva con tutta probabilità dalla deflazione della piana fluvio-glaciale circostante il colle (*Sandur di Molinetto*). Questa poi, durante l'Olocene, anche in conseguenza del mutato regime idraulico del Chiese, sarà sede di processi pedogenetici e vi si produrranno suoli analoghi a quello già segnalato nell'alta pianura mantovana (CREMASCHI, 1982).

## 6. CONSIDERAZIONI CONCLUSIVE

Confermata la natura morenica della «breccia» alla base della serie stratigrafica (CIL 1) e la natura fluviale dei conglomerati (CIL 4) di origine valsabbina (CAPPONI, 1968), viene segnalata la presenza di ritmici lacustri (CIL 3), connesse ai depositi glaciali delle unità CIL 1 e 2.

A differenza di quanto sostenuto dagli AA. precedenti, viene attribuita origine fluvio-glaciale alle ghiaie pedogenizzate dell'unità CIL 5. I depositi loessici nella sezione descritta risultano assai più complessi di quanto riportato da MANCINI (1969).

Cinque sono le fasi glaciali riconosciute all'interno della successione stratigrafica della collina di Ciliverghe: l'industria musteriana rinvenuta negli orizzonti II B22 cn e, subordinatamente, II B21 tx (BARONI *et Alii*, 1986), documenta che almeno la coltre superiore di *loess* è da attribuirsi al Pleistocene superiore. Non esistono datazioni dirette a cui attribuire le sottostanti e più antiche unità, nè gli autori ritengono opportuno riferire le fasi identificate alla classica stratigrafia alpina, stanti le note discussioni

e critiche avanzate all'affabilità di questo sistema (KUKLA, 1977 e BOWEN, 1978). È però verosimile che la serie di Ciliverghe comprenda gran parte del Pleistocene «glaciale». Certamente le unità CIL 1 e 2 rappresentano un lembo della più occidentale e, verosimilmente più antica, morena terminale del sistema gardesano. Su base litostratigrafica sembra possibile correlarli con le morene calcaree della serie del Chiese e con le «mottelle» della zona di Prevalle (CACCIAMALI, 1914; CALDERA, 1916 e 1931; BONOMINI, 1919; COZZAGLIO, 1934; CAPPONI, 1968; CREMASCHI, in stampa).

Il substrato su cui poggiano non affiora, ma, se si accettano le ipotesi di SACCO (1896) e PENCK (1909), dovrebbe essere costituito da depositi marini. Restano problematici i rapporti con questi ultimi, che affiorano al margine nord orientale della vicina collina di Castenedolo e sono stati raggiunti a meno di venti metri di profondità, da alcuni pozzi per acqua terebrati nei pressi del versante occidentale della collina di Ciliverghe. Non è pertanto inverosimile che possano esistere delle relazioni tra la porzione superiore dei depositi marini del Pleistocene e la morena inferiore della serie di Ciliverghe (CITA, 1955).

Data la posizione stratigrafica ed i caratteri pedologici simili a quelli di altri suoli rubefatti descritti al margine prealpino (MANCINI, 1969; CREMASCHI e OROMBELLI, 1982; MAGALDI e SAURO, 1982), è probabile che il paleosuolo evoluto sull'unità CIL 5 si sia sviluppato a partire dal Pleistocene medio.

Da questo momento l'area del colle di Ciliverghe è soggetta soprattutto a processi pedogenetici e sedimentazione eolica.

L'attuale assetto morfologico e stratigrafico della collina di Ciliverghe è stato condizionato dalla struttura geologica del substrato: è noto che alla fascia dei rilievi isolati della pianura corrispondano, nel sottosuolo, strutture anticlinaliche attive anche nel Pleistocene (VENZO, 1965; DESIO, 1966; CAPPONI, 1968; BONI e PELOSO, 1982). La presenza di litoclasti e faglie (rispettivamente a direzione N 20° E e N 20° W) nei termini inferiori della serie stratigrafica dimostrerebbe che ai movimenti tettonici profondi sono associate deformazioni fragili in superficie, avvenute durante il Pleistocene medio.

Pur prescindendo da un'analisi complessa dell'evoluzione tettonica della zona compresa tra il pedemonte bresciano e l'area gardesana (che, non essendo tra le finalità di questa nota, verrà altrove approfondita) è evidente che l'attività rilevata è in accordo anche con la tendenza al sollevamento di tutta la porzione bresciana della regione gardesana (COZZAGLIO, 1933).

## BIBLIOGRAFIA

- BARONI C., CREMASCHI M. e PERETTO C., 1986 - *Recenti ritrovamenti paleolitici in Lombardia*. Atti II Conv. Arch. reg., Como, Aprile, 1984.
- BARONI C. e CREMASCHI M., in stampa - *I colli isolati della pianura bresciana*. ENEL, ricerche per la localizzazione dei siti delle Centrali Nucleari centropadane.
- BARTOLINI C., BIDINI D., FERRARI G. e MAGALDI D., 1984 - *Pedostratigrafia e morfostratigrafia nello studio delle superfici sommitali situate fra Serchio ed Ombrone pistoiese*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., 7 (1; 1984): 3-9. Torino.
- BONI A., CASSINIS G., CAVALLARO E., CERRO A., FUGAZZA F., MEDIOLI F., VENZO S. e ZEZZA F., 1968 - *Carta Geologica d'Italia. F° 47 - BRESCIA*. Scala 1:100.000. Servizio Geologico d'Italia. Poligrafico dello Stato, Napoli.
- BONI A., CASSINIS G. e VENZO S., 1970 - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000. F° 47 - BRESCIA*. Servizio Geologico d'Italia: 1-93.
- BONI P. e PELOSO G.F., 1982 - *Dati sulla neotettonica dei Fogli 34 «Breno», 47 «Brescia» e di parte dei Fogli 35 «Riva» e 48 «Peschiera del Garda»*. Contributi conclusivi alla realizzazione della Carta Neotettonica d'Italia, Pubb. 506 P. F. Geodinamica, C.N.R.: 189-208.
- BONOMINI C., 1919 - *Appunti di storia geologica del Chiese e sulla origine dei colli di Badia e di Sale*. Comm. Ateneo Brescia per il 1918: 49-55.
- BOWEN D.Q., 1978 - *Quaternary Geology*. Pergamon Press: 1-221. Oxford-New York.
- BREWER R., 1976 - *Fabric and mineral analysis of soils*. Krieger, Huntington: 1-482. New York.
- CACCIAMALI G.B., 1914 - *Appunti sull'anfiteatro morenico Benacense*. Rend. Ist. Lomb. Sc. Lett., s. II, 47 (9): 431-450. Milano.
- CALDERA F., 1916 - *Antica e recente pianura del Chiese*. Boll. Soc. Geol. It., 35 (3): 329-345. Roma.
- CALDERA F., 1932 - *Antiche alluvioni del Chiese in rapporto al sistema morenico del Garda*. Mem. Ateneo Salò, II (1931): 85-90.
- CAPPONI M., 1968 - *La collina di Ciliverghe*. Natura Bresciana, Ann. Mus. Civ. Sc. Nat. Brescia, 5: 39-44.
- CHARDON M., 1975 - *Les Préalpes Lombardes et leur bordures*. Thèse Univ. Aix-Marseille, 4 nov. 1972, 2 v.: 1-655. Lille.
- CITA M.B., 1955 - *Studi stratigrafici sul terziario subalpino lombardo. Nota V. Paleografia del Terziario della regione gardesana*. Riv. It. Paleont. Strat., 61 (3): 1-25. Milano.
- COZZAGLIO A., 1891 - *Osservazioni geologiche sulla riviera bresciana del Lago di Garda*. Boll. Soc. Geol. It., 10: 247-308. Roma.
- COZZAGLIO A., 1933 - *Note illustrative della Carta Geologica delle Tre Venezie, Fogli Peschiera e Mantova*. Uff. Idrogr. Mag. Acque, sez. Geol., I: 1-138. Padova.
- COZZAGLIO A., 1934 - *Del sollevamento epirico tra l'Adda e l'Adige*. Comm. Ateneo Brescia per il 1933: 69-106.
- COZZAGLIO A., 1939 - *Carta Geologica d'Italia, F° 47 - BRESCIA*. Scala 1:100.000 R. Uff. Geol., Giardi. Firenze.
- CREMASCHI M., 1979 - *The loess of the mideastern Po valley*. Proc. 15th Plen. Meet. IGU, Comm. Geomorphological Survey and Mapping: 103-115.
- CREMASCHI M., 1982 - *Strutture neolitiche e suoli olocenici nella pianura mantovana e cremonese*. In: BIAGI P., BARKER G.W. e CREMASCHI M., *La stazione di Casatico di Marcaria nel quadro paleoambientale ed archeologico dell'Olocene antico nella valle Padana centrale*. Studi Archeologici (2). Istituto Universitario di Bergamo: 7-19.
- CREMASCHI M., 1984 - *I loess del Pleistocene superiore nell'Italia settentrionale*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., 6 (2; 1983): 189-191. Torino.
- CREMASCHI M., in stampa - *Quaternary Vetusols and Paleosols in the Central Po Valley*. Thesis University of Amsterdam.
- CREMASCHI M., in stampa - *Depositi pleistocenici continentali suoli policiclici e paleosuoli al margine meridionale del Lago di Garda e delle zone limitrofe*. ENEL, ricerche per la localizzazione dei siti delle Centrali Nucleari centropadane.
- CREMASCHI M. e OROMBELLI G., 1982 - *I paleosuoli del Pleistocene medio nel settore centrale della Pianura Padana: il problema del «Ferretto» nella stratigrafia del Quaternario continentale*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., 5 (1): 253-255. Torino.
- CREMASCHI M., OROMBELLI G. e SALLOWAY J.C., 1985 - *Quaternary stratigraphy and soil development at the southern border of the Central Alps (Italy): the Bagaggera sequence*. Riv. Paleont. Strat., 90 (4): 565-603. Milano.
- DESIO A., 1966 - *I rilievi isolati della pianura lombarda ed i movimenti tettonici del Quaternario*. Rend. Ist. Lomb. Sc. Lett., A, 99 (1965): 881-894. Milano.

- DUCHAUFOUR P., 1983 - *Pédologie. Tom 1, Pédogenese et classification*. Masson et Cie.: 1-531. Paris-New York-Barcellona-Milan.
- FEDOROFF N. e GOLDSBERG P., 1982 - *Comparative micromorphology of two late Pleistocene Paleosols*. Catena, 9: 227-251.
- FERRARI G. e MAGALDI D., 1983 - *Significato ed applicazioni della paleopedologia nella stratigrafia del Quaternario*. Boll. Museo Civ. St. Nat. Verona, 10: 315-340.
- KUKLA G.J., 1977 - *Pleistocene land-sea correlations. I. Europe*. Earth Science Reviews, 13: 307-374. Amsterdam.
- MAGALDI D. e SAURO U., 1982 - *Landforms and soil evolution in some karstic areas of the Lessini Mountains and Monte Baldo (Verona, Italy)*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., 5 (1): 82-101. Torino.
- MANCINI F., 1962 - *Le variazioni climatiche in Italia dalla fine del Riss all'Olocene*. Boll. Soc. Geol. It., 81 (1): 3-36. Roma.
- MANCINI F., 1969 - *Notizie sui paleosuoli e sui loess dell'anfiteatro occidentale e frontale del Garda*. Atti Soc. It. Sc. Nat., 109: 185-219. Milano.
- PAGLIA E., 1875 - *Nota geologica sopra i terrazzi specialmente terziari, nelle adiacenze del bacino del Garda*. Atti Soc. Ven. Trid. Sc. Nat., 4: 153-164. Padova.
- PAGLIA E., 1889 - *Il Villafranchiano nei dintorni del Lago di Garda*. Rend. R. Ist. Lomb. Sc. Lett., II, 22 (2): 112-117. Milano.
- PENCK A., e BRUECKNER E., 1909 - *Die Alpen im Eiszeitalter*. III: 772-789. Leipzig.
- REMMELZWAAL A., 1979 - *Translocation and formation of clay in Early, Middle and Late Pleistocene coastal sand of Southern Italy*. Catena, 6: 379-398.
- SACCO F., 1896 - *L'anfiteatro morenico del Lago di Garda*. Ann. R. Acc. Agricol., 38: 1-54. Torino.
- SANESI G. (a cura di), 1977 - *Guida alla descrizione del suolo*. Consiglio Nazionale delle Ricerche, Progetto finalizzato conservazione del Suolo, pubbl. 14: 1-157. Firenze.
- SCESI L., 1985 - *Lineamenti geologici ed idrogeologici della pianura pedemontana bresciana compresa tra i fiumi Mella e Chiese*. Studi Idrogeol. sulla Pianura Padana, 1: 57-82. Milano.
- SEVINK J., 1974 - *Landscape evolution and soils of the Southwestern Velay (France)*. Thesis Univ. Amsterdam: 1-183.
- SMALLEY I.J. e DAVIN J.E., 1982 - *Fragipan horizons in soils, a bibliographic study and review of some of the hard layers in loess and other materials*. New Zealand Bibliographic Report n. 30. Department of Scientific and Industrial Research, Wellington: 1-122.
- TARGULIAN V.O., BIRINA A.G., KULIKOV A.K., SOKOLOVA T.A. e TSELISHCHEVA L.K., 1974 - *Arrangement, composition and genesis of sode-pale podsollic soil derived from mantle loams*. Trans. 10th Int. Congr. Soil Sci. Moscow, 6: 564-589.
- TORRENT J., SCHWERTMAN U e SCHULZE D.G., 1980 - *Iron oxide mineralogy of soil of two river terraces sequences in Spain*. Geoderma, 23: 191-208.
- VENZO S., 1965 - *Rilevamento geologico dell'anfiteatro morenico frontale del Garda dal Chiese all'Adige*. Mem. Soc. It. Sc. Nat. e Museo Civ. St. Nat. Milano, 14: 1-82.

Indirizzi degli Autori:

CARLO BARONI, Museo Civico di Scienze Naturali, via Ozanam, 4 - 25128 BRESCIA

MAURO CREMASCHI, Centro di Studio per la Stratigrafia e la Petrografia delle Alpi Centrali, C.N.R., c/o Dip. Sc. Terra, Univ. Studi Milano, via Mangiagalli, 34 - 20133 MILANO.