

**A T T I**  
**DELLA**  
**SOCIETÀ TOSCANA**  
**DI**  
**SCIENZE NATURALI**  
**RESIDENTE IN PISA**

**MEMORIE - SERIE A**  
**VOL. LXXVIII - ANNO 1971**

---

**PROCESSI VERBALI 1971**

## I N D I C E

### MEMORIE

GRAZZINI M. - Identificazione di minerali di serpentino nelle breccie di Vincigliata (Firenze) . . . . .	Pag. 1
GRAZZINI M. - Applicazione del microscopio elettronico a scansione su superfici di minerali . . . . .	» 19
BALDACCI F., CERRINA FERONI A. - Sul significato delle ofioliti metamorfiche nelle formazioni detritiche triassiche (Verrucano) in rapporto all'evoluzione embrionale della geosinclinale appenninica. (Nota preliminare)	» 25
RIDOLFI G. - La carta delle acclività del bacino dell'Arno . . . . .	» 42
RAPETTI F. - Le acclività del bacino dell'Arno in rapporto con i caratteri geolitologici . . . . .	» 62
PLESI G. - Segnalazione di arenarie vulcaniche rimaneggiate negli olistostromi del «macigno» di M. Antessio (Appennino settentrionale) . .	» 105
GRASSELLINI TROYSI M., PENNACCHIONI M. E. - Cristallografia - cristallografia dei dietilditio carbammati di uranile. - V. $\text{NaUO}_2[\text{S}_2\text{CN}(\text{C}_2\text{H}_5)_2]_3 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ cubico . . . . .	» 110
FANCELLI GALLETTI M. L. - Ricerche sulla pianura pisana - I <sup>o</sup> Analisi polliniche di sedimenti quaternari lacustri della zona di Pontedera (Pisa)	» 118
CAPEDRI S., LOSCHI GHITTONI A. G. - Sulle rocce della formazione basica Ivrea-Verbanò. 3. Petrografia e evoluzione metamorfica delle rocce filoniane affioranti nella Val Mastallone (Vercelli) . . . . .	» 135
GIACOMELLI G. P., LARDICCI L. - On the maximum rotation of (S)-1-phenyl-3-methylpentane: determination of the relationship rotatory power-optical purity of (S)-1-phenyl-3-methyl-1-pentanone . . . . .	» 159
GRIFONI CREMONESI R. - Revisione e studio dei materiali preistorici della Toscana . . . . .	» 170
MICHELUCCHINI M., PUXEDU M., TORO B. - Rilevamento e studio geovulcanologico della regione del M. Cimino (Viterbo - Italia) . . . . .	» 301
PUXEDDU M. - Studio chimico-petrografico delle vulcaniti del M. Cimino (Viterbo) . . . . .	» 329
FERRARI G. A., MAGALDI D., RASPI A. - Studio pedologico del paleosuolo di Monte Longo (Siena) . . . . .	» 395
DE NEGRI G., RIVALENTI G. - Alcune considerazioni sulla genesi dei giacimenti manganesiferi della Val Graveglia (Liguria) . . . . .	» 420

## PROCESSI VERBALI

Adunanza del 17 febbraio 1971 . . . . .	Pag. 439
Adunanza del 9 giugno 1971 . . . . .	» 440
Adunanza del 21 ottobre 1971 . . . . .	» 441
Assemblea del 9 dicembre 1971 . . . . .	» 442
<i>Elenco dei Soci per l'anno 1971</i> . . . . .	» 445
<i>Norme per la stampa</i> . . . . .	» 449

G. A. FERRARI, D. MAGALDI, A. RASPI (\*)

## STUDIO PEDOLOGICO DEL PALEOSUOLO DI MONTE LONGO (SIENA)

**Riassunto** — Gli Autori studiano un paleosuolo sviluppatosi sul più alto di cinque terrazzi fluviali nella valle dell'Ombrone (Toscana).

Lo studio è stato condotto con tecniche sedimentologiche, mineralogiche, chimiche e di micromorfologia del suolo.

Ulteriori informazioni sul grado di alterazione e sui processi pedogenetici sono ricavate dall'applicazione dei parametri tessiturali e dalle analisi col contatore di punti sulle sezioni sottili di suolo.

Si giunge alla conclusione che il materiale di costruzione del terrazzo ha una origine probabilmente fluvio-deltizia e che il suolo è un Typic Natrixeralf, le cui caratteristiche si possono collegare con un lungo interglaciale con stagione arida ben pronunciata.

**Summary** — The Authors study the highest surface, and the paleosol developed on it, of a sequence of five terraces near the river Ombrone (Italy).

Techniques of sedimentology, mineralogy, chemistry and soil micromorphology are used in order to study the sediments and the soil.

Textural parameters tested on other paleosols and point-count analysis in thin sections of the soil are applied to get data on the degree of weathering and soil genesis.

Discussion follows: the parent material is likely of fluviodeltaic origin, the soil is classified as Typic Natrixeralf, its characteristics seem to be correlated to a long interglacial period, with well pronounced dry season.

**Resumé** — Les Auteurs décrivent le paléosol développé sur la plus haute des cinq terrasses près du fleuve Ombrone (Italie).

Pour étudier les sédiments et le paléosol, on a employé des méthodes sédimentologiques, minéralogiques, chimiques et de micromorphologie des sols.

D'autres données sur le degré d'altération et sur les processus pédogénétiques sont tirées des paramètres texturaux et des analyses avec le compteur par points en section mince.

On prouve que la terrasse a une origine fluviale en milieu deltaïque et que le sol est un Typic Natrixeralf caractéristique d'une longue période interglaciaire, avec une saison aride bien prononcée.

---

(\*) Istituto di Geologia Applicata - Università di Firenze. Lavoro eseguito col contributo del C.N.R.

## PREMESSA

Continuando lo studio dei paleosuoli toscani nell'intento di creare le basi per una ricerca comparativa a carattere stratigrafico e paleoclimatico su tali formazioni tipicamente continentali, ci fu proposto lo studio di un suolo sottostante ad una interessante stazione preistorica di recente segnalazione.

Benché non sia stato possibile chiarire tutti i problemi sollevati dall'argomento, lo studio ha permesso una migliore caratterizzazione della genesi del sedimento, della pedogenesi subita ed una ulteriore conferma della validità dei metodi di ricerca in precedenza proposti e sperimentati (G. A. FERRARI, D. MAGALDI, A. RASPI [1970]).

Si deve a E. BORZATTI VON LÖWERNSTERN e M. ZEI la segnalazione del sedimento, a G. A. FERRARI lo studio pedologico e micromorfologico, a D. MAGALDI quello mineralogico e sedimentologico e ad A. RASPI quello chimico.

Utili discussioni, chiarimenti e suggerimenti, ci hanno notevolmente aiutato nella impostazione e nella stesura del lavoro e di ciò siamo profondamente grati al prof. F. MANCINI, al dr. M. SULLI, al prof. G. SANESI ed ai molti colleghi della Società Geologica Italiana ai quali tale profilo venne presentato durante l'escursione estiva del 65° Congresso tenutosi a Firenze.

## METODI DI STUDIO

La metodologia impiegata è quella da tempo proposta e perfezionata nelle precedenti note sui paleosuoli, alle quali si rimanda per una descrizione più dettagliata e più esauriente. Riteniamo quindi sufficiente ai fini di una migliore comprensione del testo, lo schema riassuntivo seguente:

metodi analitici chimico-fisici: analisi di routine secondo i dettami della 7<sup>th</sup> Approximation (Soil Survey Staff-United States Department of Agriculture); analisi totali secondo il metodo G. FALCHI, F. TONANI [1964].

metodi mineralogici: esame qualitativo e quantitativo al microscopio polarizzatore di granuli pesanti e leggeri, ottenuti dalle frazioni granulometriche 62-125  $\mu$  e 125-250  $\mu$ . Prima del montaggio in balsamo, i minerali sono stati trattati con acido ossalico 1/20 N.

metodi sedimentologici: la granulometria è stata condotta (su 50 g di campione trattato con  $H_2O_2$ ) a mezzo setacciatura meccanica a secco e a umido fino a 62  $\mu$ ; per le dimensioni inferiori, si è impiegata la bilancia di sedimentazione Sartorius. I parametri granulometrici sono quelli proposti da FOLK e WARD [1957].

metodi di micromorfologia del suolo: campionatura e realizzazione delle sezioni sottili secondo FERRARI [1966]; descrizione delle sezioni secondo BREWER [1964], BARRAT [1969].

## GEOMORFOLOGIA

Dal margine sinistro dell'ampia valle che l'Ombrone grossetano ha formato nei pressi di Castelnuovo Berardenga incidendo con le sue acque i sedimenti del Pliocene marino, scende una serie di terrazzi separati da scarpate abbastanza dolci e smussate. Tale sequenza si chiude sulle alluvioni attuali del fiume.

Sulla più antica di tali unità morfologiche, a poche decine di metri dal raccordo con la formazione del macigno, affiorante nei pressi della sommità del versante, si osserva un suolo di antica pedogenesi, ben visibile a chi percorra la SS 73 da Siena verso Arezzo, all'altezza del km 106.

A questa unità fanno seguito almeno altri quattro terrazzi, alcuni dei quali sono interessati da fenomeni pedogenetici del passato. Questi terrazzi sono quasi sempre unità di costruzione, escluso i termini più bassi che hanno depositi ciottolosi assai discontinui o sono incisi direttamente in roccia sulle argille plioceniche. Una sezione naturale assai esplicativa dei rapporti fra coltri alluvionali e materiali che le sopportano è ben visibile in una parete di escavazione torrentizia nei pressi del km 104.

I materiali che formano il materasso alluvionale del terrazzo più antico, che è l'oggetto di questa nota, furono probabilmente trasportati dalla Paleo-Ambra<sup>(1)</sup> in ambiente deltizio poco prima della

---

(1) Per Paleo Ambra intendiamo infatti un corso d'acqua che scendendo dai monti di Valdenona, di Luco, di Poggio Ascensione (v. tav. III SO del foglio 114 della Carta Geologica d'Italia) percorreva il ramo N-S della attuale Val d'Ambra, sfociando entro il mare pliocenico nei pressi del Castello di Montalto; l'attuale corso inferiore, cioè quello drenante verso il Valdarno, si sarebbe impiantato agli inizi del Pleistocene catturando il corso superiore (v. figura 1).

regressione del mare pliocenico e pertanto sembrano mantenere una morfologia ed un assetto tipicamente fluviali. Solo in epoca pleistocenica dunque (SESTINI [1936], NOCCHI [1957]) sarebbe avvenuta l'incisione del primo terrazzo.

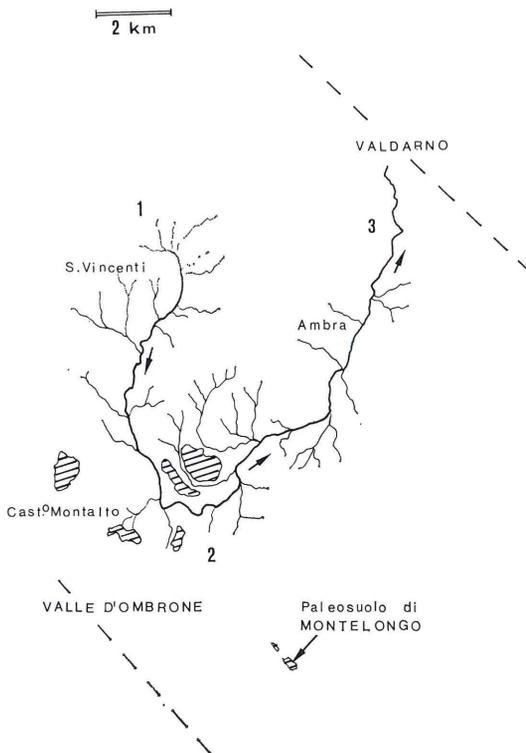


Fig. 1 - Rappresentazione schematica dell'attuale corso dell'Ambra e dei suoi principali affluenti.

Il ramo 1-2 del fiume rappresenta, secondo gli Autori del foglio 114 della Carta Geologica d'Italia (v. Note illustrative), il corso più antico dell'Ambra; sembra infatti che durante il Pliocene il fiume sfociasse in mare con un ampio delta nei pressi del Castello di Montalto. Il ramo 2-3 si è invece impiantato nel Pleistocene in seguito ad un fenomeno di cattura, che ha dato al corso d'acqua l'attuale conformazione.

Le aree in tratteggio rappresentano gli affioramenti di sedimenti probabilmente deltizi, indicati sulla Carta Geologica col simbolo *Pcg* e così descritti: «*Conglomerati prevalentemente calcarei, arenacei e diasprini, cementati. Le dimensioni degli elementi sono variabili da 5 a 20 cm. Sono alquanto più sviluppati presso il gomito del T. Ambra dove si trovava forse un antico delta formato dal tratto a monte dell'Ambra, al suo sbocco nel mare pliocenico.*»

Da osservazioni di campagna da noi condotte, risulta inoltre che tali sedimenti possono divenire, in alcune zone, anche molto sabbiosi pur conservando all'interno le caratteristiche lenti di ciottolami.

Su uno di questi sedimenti si è sviluppato il paleosuolo di Monte Longo.

Esiste una marcatissima differenza qualitativa fra la coltre alluvionale del primo terrazzo e quella dell'unità morfologica immediatamente sottostante: nel primo caso si tratta essenzialmente di sabbie e ciottolami in massima parte diasprini con pochi elementi provenienti dalla formazione del macigno; nel secondo troviamo una decisa preponderanza di ciottolami arenacei mentre i termini provenienti dai diaspri sono rarissimi od assenti. Questa diversità ci fece pensare di trovarci di fronte ad un fenomeno di cattura che solo poteva spiegare un mutamento così vistoso del bacino di alimentazione. Un avvenimento tanto importante e facilmente riscontrabile in campagna ci ha aiutato moltissimo nell'interpretare la genesi del terrazzo, e nel definire una sua eventuale datazione e l'inizio della pedogenesi che è responsabile dell'alterazione.

#### DESCRIZIONE DEL PROFILO

Km 106 della SS 73. Quota 326. Pendenza 3°/4°. Esposizione S. Pietrosità scarsa minuta. Rocciosità assente. Drenaggio libero. Erosione intensa. Lembo di terrazzo fluviale con pendenza verso W costituito da sabbie e lenti ghiaiose di materiali diasprini ed arenacei. Industrie litiche in superficie.

Orizz. A2 - cm 0-20. Limite inferiore chiaro ondulato. Colore bruno (7,5 YR 5/4). Tessitura franco sabbiosa. Scheletro assente. Struttura lamellare media debole e poliedrica subangolare media debole allo stato umido. Friabile. Pori piccoli e medi abbondanti. Attività biologica abbondante. Radici legnose medie e grandi abbondanti verticali. Concrezioni minute, subsferiche di Fe Mn.

Orizz. IIB1 - cm 20-40. Limite inferiore chiaro ondulato. Colore bruno molto chiaro (10 YR 8/4). Tessitura franco sabbiosa. Scheletro assente. Poliedrica angolare. Asciutto poco duro. Pori comuni molto piccoli. Attività biologica come sopra. Radici come sopra. Scretziature scarse poco evidenti minute bruno chiare (10 YR 7/4). Scarse patine di argilla.

Orizz. IIB2.1<sub>t</sub> - cm 40/70. Limite inferiore chiaro ondulato. Colore bruno intenso (7,5 YR 5/7). Tessitura franco sabbio-

so argillosa. Scheletro assente. Poliedrica angolare grossolana evidente. Asciutto molto duro. Pori comuni molto piccoli. Comuni fessure di 1-2 mm. Attività biologica comune. Radici legnose piccole, comuni verticali. Screziature comuni disposte a reticolato chiare grandi di colore bianco (2,5 Y 8/1). Abbondanti patine di argilla.

Orizz. IIB2.2<sub>t</sub> - cm 70/100. Limite inferiore graduale ondulato. Colore bruno rossastro intenso (6 YR 5/6). Tessitura argilloso sabbiosa. Scheletro scarso minuto. Asciutto molto duro. Prismatica media evidente. Pori e fessure come sopra. Attività biologica scarsa. Radici come sopra. Rivestimenti di argille di colore bruno (7,5 YR 5/2).

Orizz. IIB2.3<sub>t</sub> - cm 100-200. Limite inferiore diffuso ondulato. Colore bruno intenso (7,5 YR 5/7). Tessitura franco sabbioso argillosa. Scheletro assente. Struttura prismatica media e grossolana moderata. Asciutto molto duro. Pori molto piccoli scarsi. Fessure scarse. Radici ed attività biologica come sopra. Rivestimenti di argilla abbondanti di colore bruno (7,5 YR 5/4) e rosso giallastro (5 YR 4/6).

Orizz. IIB2.4<sub>t</sub> - cm 200-270. Limite inferiore graduale ondulato. Colore giallo e bruno giallastro (10 YR 5/8 e 10 YR 6/6). Tessitura franco sabbiosa. Scheletro scarso minuto. Prismatica grossolana poco evidente. Asciutto molto duro. Pori e fessure come sopra. Attività biologica e radici come sopra. Rivestimenti argillosi comuni di colore bruno intenso (7,5 YR 5/6). Presenza di tasche sabbiose sciolte.

Orizz. IIB/C - cm 270-300. Limite inferiore chiaro ondulato. Colore da giallo rossastro a giallo brunastro (7,5 YR 7/8 e 10 YR 6/6). Tessitura franco sabbiosa. Scheletro come sopra. Privo di struttura massivo. Estremamente duro porosità assente. Attività biologica e radici molto scarse. Effervescenza localizzata lungo bande

TABELLA 1 - *Analisi fisico-chimiche del profilo di Monte Longo.*

Profondità cm	0-20	20-30	40-50	60-70	80-90	110/120	140/ 150	160/ 180	200/ 210	230/ 240	260/ 270	310/ 320
<b>Granulometria</b>												
Sabbia %	74,8	65,6	57,7	53,0	50,8	56,9	60,0	75,1	69,3	69,8	75,0	82,3
Limo %	18,0	18,2	14,7	13,7	9,3	11,9	11,1	9,4	11,1	10,2	18,6	9,0
Argilla %	7,2	16,2	27,6	33,3	39,9	31,2	28,9	15,5	19,6	20,0	6,4	8,7
C organico %	0,86	0,26	0,22	0,22	0,18	0,18	0,11	0,07	0,15	0,07	0,07	—
N totale %	0,06	0,03	0,03	0,03	0,04	0,04	0,03	0,03	0,02	0,02	0,01	—
Sost. org. (Cx1,72) %	1,48	0,45	0,38	0,38	0,31	0,31	0,19	0,12	0,26	0,12	0,12	—
Ferro libero %	0,40	0,45	0,94	0,81	0,81	0,86	0,86	0,69	0,75	0,97	0,81	0,34
pH (acqua)	5,20	5,00	5,00	5,00	5,40	5,80	6,45	7,85	7,10	7,00	7,55	7,65
pH (KCl)	4,20	3,65	3,40	3,35	3,30	3,90	4,60	6,05	5,70	5,25	6,30	6,80
<b>Basi di Scambio (m.e./100 gr)</b>												
Ca	2,80	3,50	4,10	6,30	5,90	8,00	7,80	7,10	7,20	7,50	6,70	5,60
Mg	0,20	1,00	3,80	5,50	9,10	10,80	10,20	6,50	7,80	8,50	6,30	4,10
K	0,10	0,10	0,19	0,19	0,19	0,19	0,18	0,19	0,19	0,18	0,20	0,14
Na	0,30	0,24	0,52	0,89	1,59	3,42	4,46	4,57	4,57	4,18	4,18	3,32
Totale	3,40	4,84	8,61	12,88	16,78	22,41	22,64	18,36	19,76	20,36	17,38	13,16
<b>Acidità di scambio</b>												
C.S.C. m.e. %	7,67	8,63	10,55	9,59	9,59	4,79	2,88	0,96	0,96	1,92	0,96	0,96
% saturazione	11,07	13,47	19,16	22,47	26,37	27,20	25,52	19,32	20,72	22,28	18,34	14,12
CaCO <sub>3</sub> %	30,72	35,94	44,94	57,33	63,64	82,39	88,72	95,03	95,37	91,39	94,77	93,21
							3,5	3,5	3,5	4	4	3

in cui si trovano anche laccature di manganese e tracce di vecchie radici. Screziature gialle (2,5 Y 7/6). Patine di argille bruno intenso (7,5 YR 5/6) e laccature di Fe e Mn nere (N 3/0).

Orizz. II C1 - cm 300-400 ed oltre. Colore da giallo rossastro a giallo brunastro (7,5 YR 6/8 e 10 YR 6/6). Tessitura sabbioso franca. Sabbie stratificate umide. Priva di struttura, friabile. Concrezioni di  $\text{CaCO}_3$  sferiche grossolane molto dure e pseudomiceli. Screziature bruno giallastre chiare 2,5 Y 6/4. Rivestimenti argillosi comuni bruno intenso (7,5 YR 5/6) e laccature di ferro e manganese nere.

## ANALISI CHIMICHE

E' noto che i tre composti  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  possono riflettere con il loro andamento, all'interno del suolo, l'entità della alterazione, posto che quest'ultima sia strettamente legata alla formazione di argilla. Tale processo consiste infatti in un progressivo arricchimento in allumina ed impoverimento in silice della struttura reticolare del minerale primario, allumination e desilication secondo JACKSON [1965], la cui entità è funzione del tempo e dell'intensità del processo pedogenetico.

Avremo quindi un arricchimento in allumina negli orizzonti di accumulo dei prodotti di alterazione ed un conseguente impoverimento in silice. L'andamento del ferro è analogo a quello dell'allumina: liberato dai minerali primari nel corso dell'alterazione, in parte entra nel reticolo delle argille, in parte ne segue la sorte durante il processo di illuviazione, formando con esse dei complessi; negli orizzonti di accumulo precipita per dare minerali propri. Premesso questo è facile interpretare le tre curve (fig. 2) che riflettono sostanzialmente la migrazione dell'argilla e di altre frazioni fini all'interno del profilo, sintetizzata peraltro dalla curva del rapporto silice/sesquiossidi, di largo uso nella letteratura pedologica; la curva del rapporto molare  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ , benché calcolata non è stata disegnata, poiché sostanzialmente identica alla precedente a causa della scarsa quantità del ferro.

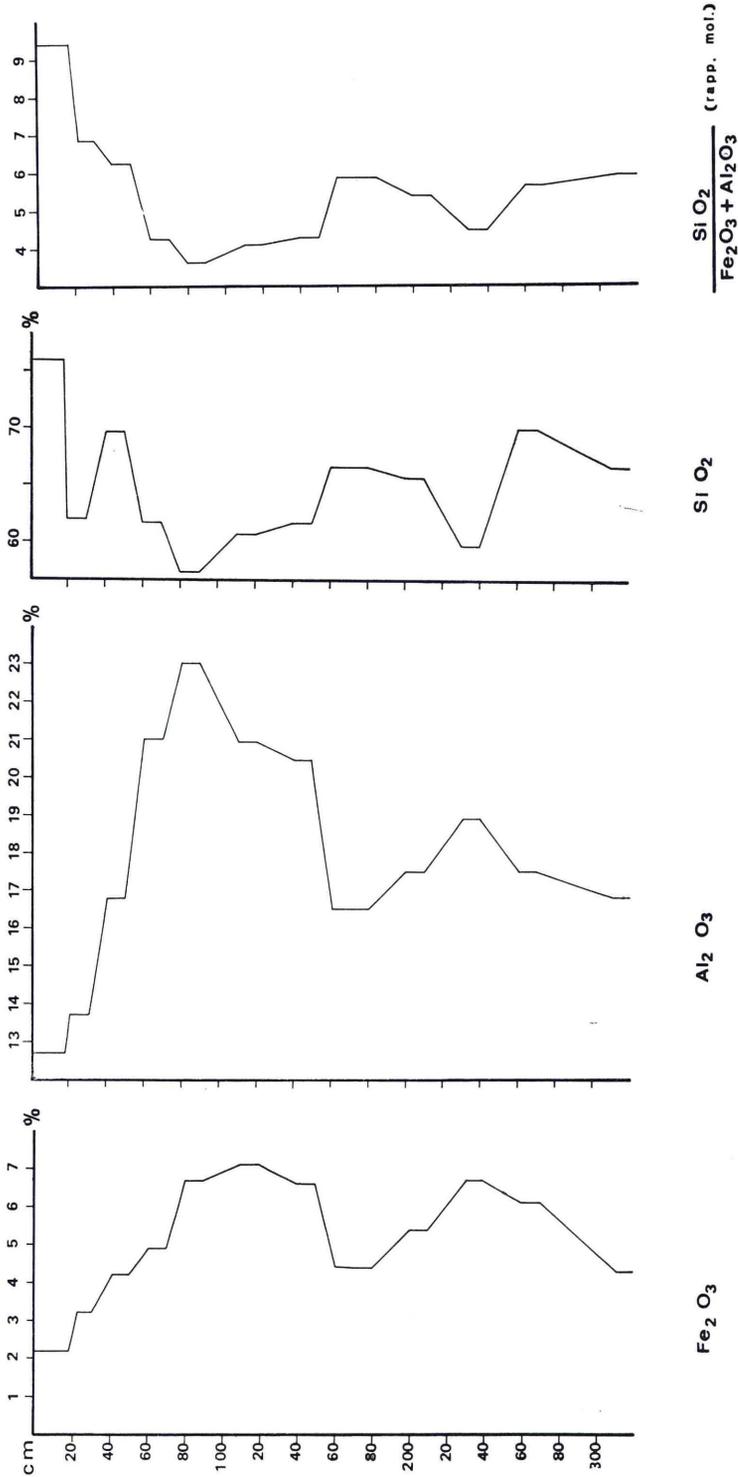


Fig. 2 - Diagrammi delle analisi chimiche totali eseguite sulla frazione inferiore ai 62  $\mu$  calcinata a 700°C.

## MICROMORFOLOGIA

L'analisi micromorfologica in sezione sottile è stata effettuata prelevando 30 campioni randomizzati orizzontalmente ad intervalli di profondità di 10 cm.

I parametri che sono stati «contati» vennero scelti fra le carat-

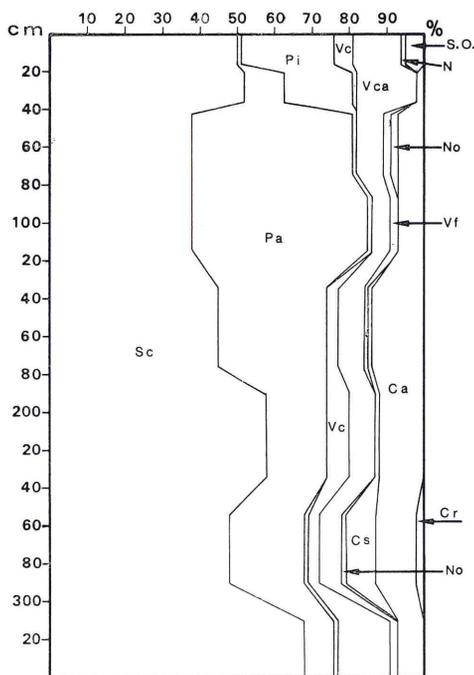


Fig. 3 - Lo scheletro appare in quantità più o meno costanti in tutta la sezione esaminata, con una leggera tendenza ad aumentare verso il basso. Il plasma immobile ha nel complesso un andamento inverso a quello dello scheletro e diminuisce con la profondità.

I vuoti meritano una trattazione particolare: a) i vuoti di costruzione, risultanti dal giustapporsi dei granuli minerali, hanno un massimo nella parte più superficiale, poi scompaiono per riapparire ad 1 m circa; un altro massimo si ritrova nella porzione più bassa del profilo in corrispondenza dell'aumento quantitativo e dimensionale dello scheletro.

Le cavità (vuoti risultanti dalla attività biologica di radici, animali etc. o dai pori maggiori parzialmente riempiti da materiali illuviati) hanno una frequenza più o meno costante in tutto il profilo con un massimo vicino alla superficie ed una tendenza a diminuire nella parte più bassa.

Le fessure (dovute essenzialmente a fenomeni di ritiro delle argille ed a pressioni verticali o tangenziali) si evidenziano unicamente fra i 40 ed i 120 cm in corrispondenza del primo massimo nei materiali illuviati.

I materiali sicuramente illuviati crescono in maniera abbastanza costante dall'alto verso il basso con un massimo relativo nell'orizzonte C1.

Sc = scheletro; Pa = plasma anisotropo; Pi = plasma isotropo; Vc = vuoti di costruzione; Vca = cavità; Vf = fessure; No = noduli; Cs = sesquans; Ca = argillans; Cr = cristallaria.

teristiche micromorfologiche in maniera da evidenziare due processi: a) movimento di materiali nell'interno del profilo; b) attività e

caratteristiche della «fabric plasmatica». Tale scelta risultò giustificata dal fatto che i processi che dovevano essere evidenziati erano: eluviazione-illuviazione e struttura plasmatica.

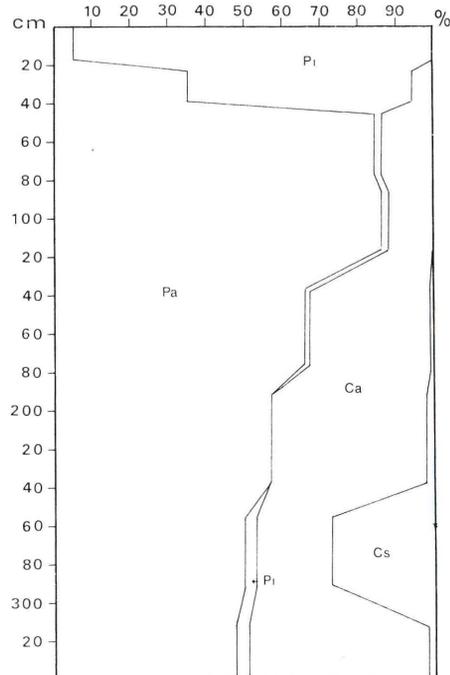


Fig. 4 - Il plasma anisotropo ci ragguaglia sull'attività « dinamica » della frazione argillosa, in quanto la caratteristica birifrangenza è dovuta a pressioni che hanno orientato i materiali più sottili durante le fasi di inumidimento e di inaridimento. Questa importantissima frazione plasmatica presenta nel nostro profilo un massimo in corrispondenza del primo massimo di accumulo della frazione argillosa a circa 1 m di profondità, tende poi a diminuire gradualmente verso il basso.

Il plasma isotropo appare abbondante solo negli orizzonti superficiali e già a 40 cm diminuisce sensibilmente e si riscontra in maniera discontinua, ma sempre con frequenze molto basse, nel resto del profilo.

I materiali illuviati presentano chiaramente due massimi: il primo esclusivamente di argille fra i 40 e gli 80 cm e l'altro di argille, idrossidi e sesquiossidi di ferro e manganese alle profondità maggiori. Da notare che il massimo assoluto di accumulo di argille orientate è nell'orizzonte riconosciuto in campagna come C1.

I dati della «conta», mediati per orizzonti e profondità, vennero riportati su diagrammi aventi sulle ordinate le profondità ed in ascisse le varie percentuali.

Nella figura 3 si osservano gli andamenti percentuali di tutti gli elementi considerati (scheletro, vuoti, materiali plasmatici); nella figura 4 è rappresentato l'andamento del plasma e l'andamento assoluto lungo il profilo dei fenomeni di illuviazione delle argille e dei movimenti degli ossidi ed idrossidi di ferro e manganese.

Nella tabella 2 si trova una descrizione micromorfologica sommaria. La terminologia di tale descrizione segue gli schemi di BREWER [1964] e di BARRAT [1969].

TABELLA 2

Unità di descrizione	Orizzonti	
	A <sub>2</sub>	II B <sub>1</sub>
<i>S. - matrice</i>		
scheletro	quarzo e feldspati a spigoli vivi, poco arrotondati.	idem
composizione plasma	isotropo (*) con colore 7.5 YR 4/3 a N	poco anisotropo con colore 7.5 YR 8/7 a N
fabric plasmatica	silasepica	da silasepica a debolmente schelvosepica
Rel. plasma/scheletro	intertextica	agglomeroplasmica tocamere.
Vuoti	di costruzione, ortocavità	ortocavità regolari ed or-
Sostanza organica	pelletted mullicol	ben amalgamata con la frazione minerale
Proporzioni	$s > p$ ; $p \simeq v$ (**)	$s \simeq p$ ; $p < v$
<i>Figure pedologiche</i>		
SPECIFICHE		
Separazioni plasm.		ai maggiori ingrandimenti con estinzione screziata attorno a qualche granulo o in relazione con i vuoti
Concentrazioni plasm.	noduli amigdaloidi di idrossidi di ferro e manganese	argillans nei vuoti maggiori e fra i granuli, estinzione a bande molto sfumate, con andamento fluidale, rari noduli
Bioformazioni	minuti pellets di origine biologica	vuoti a pareti mammellonari
EREDITATE		
Pedorelitti	rari noduli e concrezioni rimaneggiate	frammenti di orizzonti sottostanti
Litorelitti	minuti frammenti di arenaria	idem

II B <sub>2</sub>	II B/C	II C <sub>1</sub>
idem	idem	idem
da poco anisotropo ad anisotropo con colore 7.5 YR 7/8 a N	da poco anisotropo ad anisotropo con colore 10 YR 5/6 a N	idem con colore 2.5 YR 7/8 a N
da silasepica a schelvomasepica	da silasepica a maschelsepica	schellosepica
porfirochelica	porfirochelica	agglomeroplasmica e porfirochelica
ortocavità regolari ed ortocamere, rare le fessure	idem con tendenza a disporsi orizzontalmente	idem con molti vuoti di costruzione
idem	idem	idem
s > p; p > v;	s > p; p > v; c > v;	s > p; p < v; c < v
in relazione ai granuli ed ai vuoti ma anche a fasce orientate nel plasma, con estinzione screziata	nella matrice con orientamenti preferenziali ed in relazione con i granuli; la estinzione è screziata e diffusa	intorno allo scheletro e nei vuoti solo ai maggiori ingrandimenti si osservano separazioni nella matrice
argillans e ferriargillans intergranulari e nei vuoti, con estinzione talora screziata, talora a bande nette, rari noduli, talora zone di accumulo e di impoverimento di ferro	argillans, ferriargillans e sesquans nei vuoti e intergranulari a estinzione screziata; rari noduli, comuni cristallaria di calcite.	argillans e ferriargillans intergranulari con estinzione screziata
pedotubuli di forma e dimensioni svariate		
idem	si osservano strutture sedimentarie con distribuzione di materiali selezionati dal punto di vista granulometrico in andamenti suborizzontali	idem

## ANALISI MINERALOGICHE

L'esame mineralogico allo stereomicroscopio della frazione grossolana (250-2000 micron) del sedimento, rivela la presenza di quarzo, feldspati, frammenti di arenarie, più raramente selci e concrezioni ferruginose e, in particolari livelli, calcaree.

La parte leggera della frazione fine (62-250 micron) è invece costituita da quarzo, feldspati, e subordinatamente, da fillosilicati (muscovite, clorite e assai raramente, biotite), concrezioni di origine pedogenetica e alteriti. Il quarzo compare con termini di tipo «eruttivo» e «metamorfico», quest'ultimo più diffuso, in grani di forma subangolare a spigoli relativamente arrotondati. Tra i feldspati, i plagioclasidi di tipo oligoclasico acido, l'ortoclasio e raramente, il microclino. Nella frazione pesante, che rappresenta in media lo 0,2% della frazione 62-250 micron, la maggior frequenza (circa il 70% della stessa classe) spetta invece alla parte opaca (minerali alterati, concrezioni di ossidi di ferro, limonite, ematite, magnetite ecc.). (Vedi fig. 5 e tab. 3).

La parte trasparente è rappresentata da un insieme mineralogico abbastanza monotono in entrambe le frazioni esaminate e rispecchia perfettamente, da un punto di vista qualitativo, la associazione mineralogica definita da GAZZI [1962] nel macigno.

## ANALISI SEDIMENTOLOGICHE

Dall'esame degli istogrammi e dalle curve granulometriche costruite con i metodi dianzi menzionati, ma non pubblicate nel presente lavoro, risulta abbastanza chiaramente che il sedimento è molto povero di sabbia grossolana e presenta una moda ben netta nella frazione tra i 62 e i 250 micron.

Altre e più interessanti notizie si ottengono invece dallo studio dei parametri tessiturali, già da diverso tempo in uso per problemi di sedimentologia comune e solo da pochissimo tempo applicati per verificare e sottolineare alcune caratteristiche pedologiche.

I dati ottenuti per Media, Standard Deviation, Skewness, Kurtosis, sono riportati in figura 5 e sembrano facilmente interpretabili in termini di processo pedogenetico. Tutte le curve sono infatti strettamente correlabili e rappresentano sostanzialmente uno stesso fenomeno: la migrazione verso il basso di particelle fini dagli

TABELLA 3

cm	Q	F	Epidoto	Granato	Tormalina	Zircone	Rutilo	Titanite	Altri	% pesanti
0-10	> 62	81	19	33	9	34	13	10	1	0,3
	>125	82	18	23	9	53	4	10	1	0,2
10-20		82	18	35	4	39	8	11	3	0,2
		86	14	27	6	53	5	7	1	0,2
20-30		66	34	47	4	31	6	10	1	0,2
		81	19	19	4	68	4	4	1	0,2
40-50		66	34	38	9	23	14	12	4	0,2
		88	12	31	8	51	6	4		0,1
60-70		67	33	29	3	48	8	8	4	0,1
		80	20	24	10	55	8	3		0,1
80-90		65	35	28	5	46	8	12	1	0,4
		89	11	19	16	52	2	11		0,1
110-120		62	38	43	10	36	2	6	2	0,2
		79	21	24	9	58		7	2	0,1
140-150		66	33	39	7	46	4	3	1	0,3
		70	30	30	2	56	4	8		0,2
160-180		56	44	43	9	28	9	6	4	0,2
		74	26	23	12	56	5	3	1	0,2
200-210		66	34	31	3	46	9	8	3	0,1
		65	35	29	11	55	4		1	0,2
230-240		61	39	42	5	44	5	3		0,2
		74	26	31	10	41	3	12	3	0,1
260-270		55	45	32	12	28	10	10	8	0,1
		65	35	24	27	37	1	5	6	0,1
290-300		65	35	22	26	33	5	4	9	0,2
		77	23	18	43	28	3	3	5	0,4
310-320		57	43	24	37	7	18	7	7	0,3
		63	37	19	52	16		4	9	0,4
340-345		71	29	29	23	15	16	7	9	0,5
		68	32	19	28	31	1	5	9	0,3

Frequenza dei minerali «pesanti» e «leggeri» all'interno delle due frazioni 62-125 e 125-250. La prima colonna da sinistra indica le profondità in cm; la seconda il contenuto in quarzo (Q) e feldspato (F) su 100 granuli di quarzo e feldspati della frazione leggera; la terza la frequenza delle varie specie pesanti trasparenti su 100 granuli trasparenti; la quarta colonna la percentuale di tutti minerali pesanti (opachi più trasparenti) all'interno delle due frazioni esaminate. E' utile ricordare che la parte opaca (alteriti, concrezioni di ossidi di ferro, limonite, ematite, magnetite etc.) è circa il 70% della frazione pesante; il contenuto in fillosilicati di tale frazione è trascurabile.

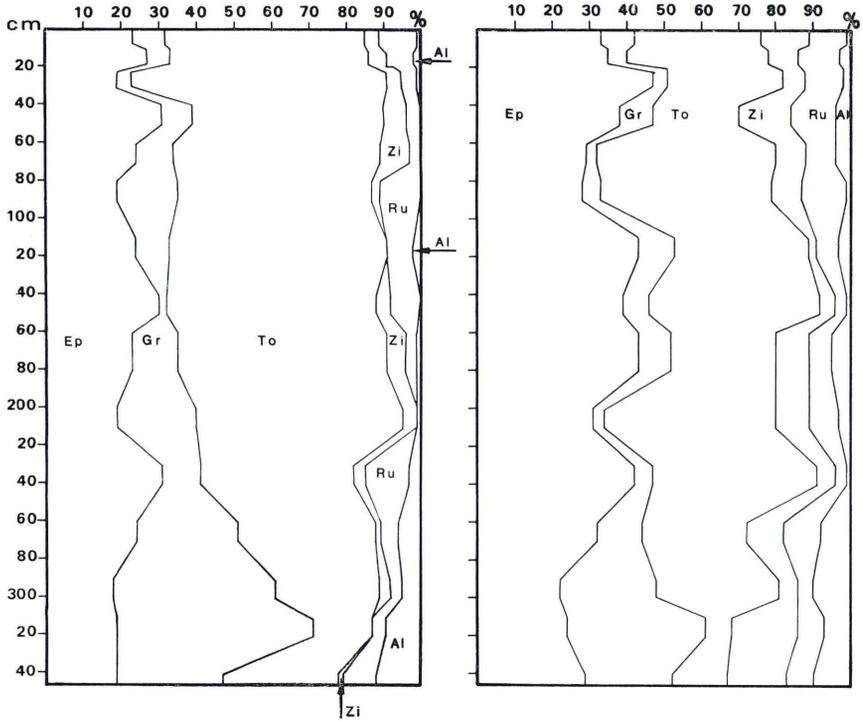
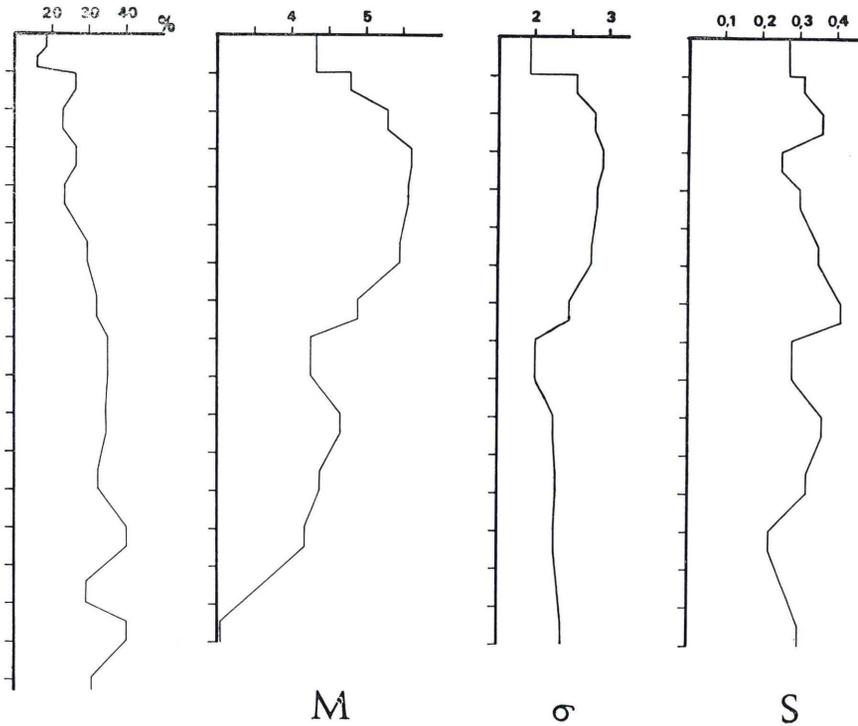


Fig. 5 a

DM > 125  $\mu$

DM > 62  $\mu$



M

$\sigma$

S

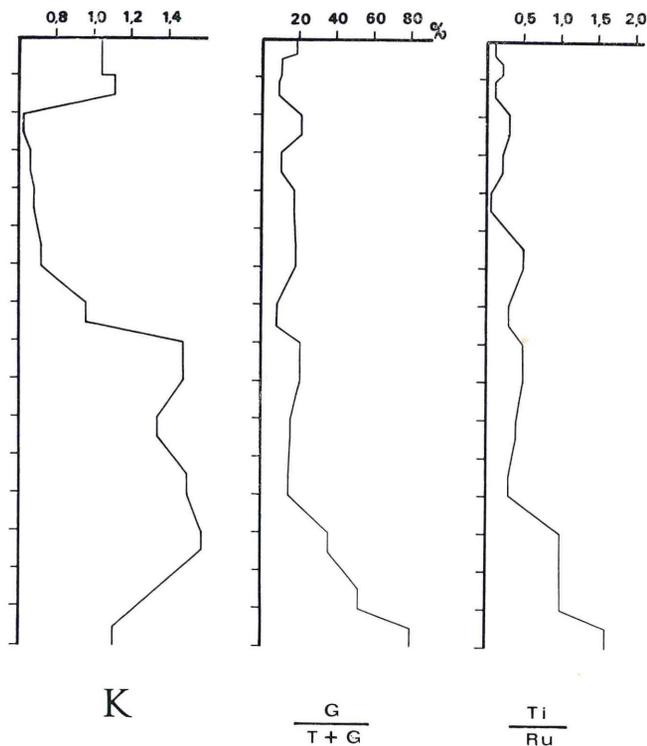


Fig. 5 c

Figura 5 a, b, c - Diagrammi mineralogici e sedimentologici.

DM = frequenza cumulativa dei minerali pesanti (p.s. 2,83) trasparenti, rispettivamente nella frazione 62-125 micron e 125-250 micron.

F/Q+F = variazione percentuale del feldspato rispetto a quarzo più feldspato della frazione leggera compresa tra 62-250 micron.

G/G+T = variazione percentuale del granato rispetto a granato più tormalina della frazione pesante compresa tra 62-250.

Ti/Ru = rapporto tra la frequenza della titanite e quella del rutilio all'interno della frazione pesante 62-250.

M = mean diameter;  $\sigma$  = inclusive graphic standard deviation; S = inclusive graphic skewness; K = graphic kurtosis.

I parametri granulometrici sono stati calcolati a partire da curve granulometriche cumulative espresse in unità  $\phi$  secondo le formule proposte da FOLK e WARD [1957]. Tutte le ordinate rappresentano le profondità dei campioni espresse in cm.

orizzonti superficiali del profilo; questi orizzonti restano quindi più grossolani, con distribuzione granulometrica meno dispersa e decisamente leptocurtica.

Negli orizzonti di accumulo l'arrivo di materiali fini fa aumentare la dispersione della distribuzione e la sua asimmetria (che anche in tal caso può forse interpretarsi come un indice della « energia » della migrazione delle argille); al contrario la kurtosis, per la bimodalità (FOLK [1966]) della distribuzione (un picco nella zona della « argilla » e uno nella parte sabbiosa) e il diametro medio, per ovvie ragioni, diminuiscono sensibilmente. Negli orizzonti C gli andamenti non sono più visibili con chiarezza, perché obliterati dalla originaria tessitura del sedimento.

#### MORFOMETRIA DEI CIOTTOLI

Al fine di chiarire alcune particolarità emerse dallo studio del profilo e dalle osservazioni geologiche compiute nelle immediate vicinanze, è stato preso in esame un campione costituito da circa 200 ciottoli di diaspro, con dimensioni comprese tra 20 e 80 mm, raccolti a pochi metri dalla sezione e appartenenti a lenti ghiaiose incluse nella parte medio-alta del sedimento. Su 100 di questi ciottoli scelti a caso si è misurato l'indice di sfericità e la forma secondo la classificazione e il metodo rispettivamente di ZINGG e KRUMBEIN, usando le tavole proposte da CATACOSINOS [1965].

Successivamente tra questi 100 e i rimanenti si sono scelti altri 50 ciottoli senza segni di frattura fresca e con arrotondamento non inferiore al 10% (misura con scala visuale) e indice di allungamento non inferiore al 60% (secondo LUTTIG [1956]) in modo da porsi nelle condizioni proposte da SAMES [1966] per distinguere i ciottoli fluviali da quelli litorali. I risultati ottenuti sono i seguenti:

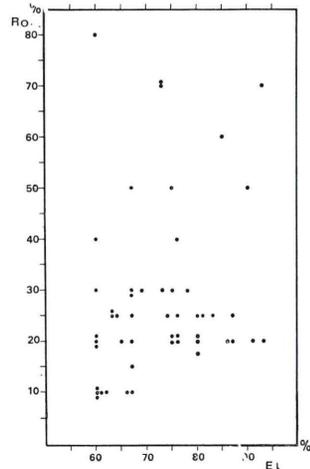
- 1) il 36% dei ciottoli ha forma di disco (disc) con valore di sfericità pari a 0,69; il 25% presenta una forma di lama (blade) con valore di sfericità pari a 0,51; il 20% ha forma sferica (sphere) con valore di sfericità eguale a 0,82; il 19% ha forma di verga (rod) e valore di sfericità eguale a 0,61.
- 2) l'arrotondamento, misurato sui ciottoli precedenti, mostra che il valore mediano della distribuzione è pari allo 0,17%.

- 3) riportando nella tavola determinativa proposta da Sames i risultati delle misure di arrotondamento e di allungamento, si ha che la maggior parte dei punti rappresentativi cadono all'interno della zona tipica dei ciottoli fluviali (fig. 6).

Fig. 6

Ro = arrotondamento in % (scala visuale).

El = rapporto tra la larghezza  $l$  del ciottolo e la massima lunghezza  $L$ , espresso in percento di  $L$  (LÜTTIG, 1956).



## CONCLUSIONI

L'esame mineralogico e le analisi sedimentologiche hanno fornito alcuni dati utili per un tentativo di ricostruzione paleogeografica.

Consideriamo per il momento il suolo sepolto. La composizione mineralogica, come si può dedurre dall'esame della figura 5, è abbastanza monotona all'interno del profilo e presenta le tipiche componenti del macigno, senza essere sensibilmente influenzata dalla presenza di orizzonti pedogenetici. Questo fatto è abbastanza logico, in quanto, se si eccettuano il feldspato, il granato, l'epidoto e la titanite, tutti gli altri minerali pesanti sono fortemente resistenti. Sorprendente appare invece l'abbondanza della tormalina nei confronti del granato e ciò in netto contrasto con la composizione media dei minerali pesanti all'interno della frazione 62-250 micron del macigno, secondo GAZZI [1968].

E' interessante notare che il rapporto granato rispetto a tormalina più granato, presenta un andamento che ci sembra correlabile con quello della «media» (mean diameter) poiché tale varia-

zione è difficilmente attribuibile ad effetti pedogenetici: è probabile che il sedimento originario presentasse già prima della pedogenesi, una diminuzione regolare dal basso verso l'alto delle dimensioni medie. La discordanza che si nota tra i 30 e i 150 cm è quasi sicuramente dovuta all'argilla illuviata dall'orizzonte superiore.

Il significato di tale fenomeno può allora essere il seguente: il sedimento si è formato a spese non solo di affioramenti di macigno, ma anche di altre rocce come è provato dalla presenza dei ciottoli diasprini; l'abbondanza di tormalina e la sua correlazione con il diametro medio della distribuzione granulometrica suggerisce inoltre un'azione regolare di selezione di tale minerale nei confronti del granato<sup>(1)</sup>. E' quindi probabile che la deposizione del sedimento sia avvenuta in un ambiente le cui condizioni energetiche andavano progressivamente diminuendo. Resta peraltro in dubbio se si tratti di un fenomeno puramente locale o se si possa vedere in esso il riflesso di qualche avvenimento ben più importante.

Un fenomeno di tal genere, e riferito ai due minerali menzionati, è stato notato anche da U. VON RAD [1968] in una serie di arenarie gradate del Flysch Bavarese. Altri dati per una ricostruzione ambientale ci vengono dall'analisi tessiturale e dalla morfometria dei ciottoli. L'applicazione degli indici di DOEGLAS [1968] alla distribuzione granulometrica dei campioni provenienti dagli orizzonti più profondi e quindi meno disturbati dalla pedogenesi, rivela, confrontando con i dati ottenuti dal citato Autore, un ambiente tipicamente fluviale. Anche l'esame dei ciottoli di diaspro suggerisce un'azione fluviale e permette di riconoscere nei depositi con elementi diasprini, indicati nella carta Geologica f° 114 col simbolo *csp*, la sorgente di tali materiali.

Vi sono quindi fondate ragioni per ritenere che il sedimento è stato costruito dalle alluvioni della Paleo Ambra, alluvioni però deposte in ambiente fluvio-deltizio o al massimo costiero, e costituite da materiali provenienti dal bacino attualmente percorso dal ramo N-S dell'Ambra (vedi fig. 1).

La cattura per erosione regressiva di tale ramo da parte di un sistema di corsi d'acqua drenanti verso il Valdarno e il contemporaneo abbassamento del livello del mare, connesso probabilmente

---

(1) Infatti la sensibile differenza di peso specifico esistente tra i due minerali a parità di dimensioni, può essere responsabile dell'arricchimento della specie più leggera.

con l'inizio di un ciclo glaciale, o forse con movimenti tettonici, hanno provocato la nascita di un nuovo sistema idrografico e la conseguente formazione del terrazzo.

Per il sedimento soprastante ai focolari preistorici, le conclusioni sono le seguenti. La composizione mineralogica non permette di distinguerlo dal suolo sottostante; solo la tessitura è nettamente diversa e ciò più che per fatti pedologici, forse per originaria eterogeneità. Si tratta infatti di un sedimento sabbioso, relativamente ben selezionato, ma ancora troppo ricco di frazione grossolana per poter entrare nella definizione di loess (vedi fig. 7). La composizione mineralogica permette inoltre di escluderne la provenienza da zone distanti e potenzialmente capaci di fornire materiali eolici. Non resta quindi che cercare la nascita di tale orizzonte in apporti colluviali dalla zona più elevata immediatamente ad Est del profilo e probabilmente a spese di orizzonti del tipo A<sub>2</sub> di suoli simili a quello attualmente sepolto.

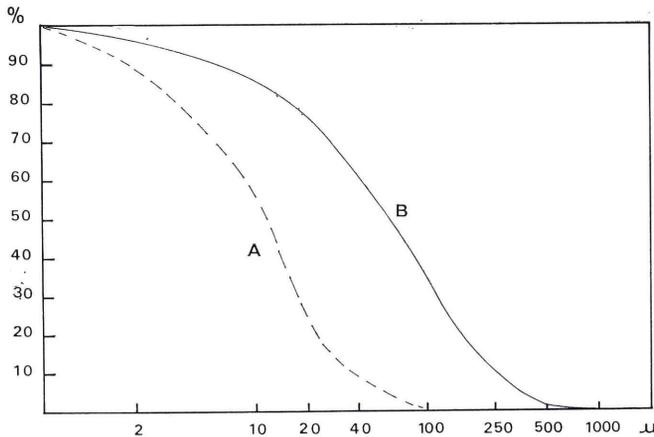


Fig. 7 - Curva granulometrica cumulativa di un loess tipico (A) da WEST [1968], messa a confronto con la curva (B) ottenuta dall'orizzonte tra 0 e 20 cm di profondità. E' evidente che la curva B differisce sensibilmente da quella A per una peggiore selezione, specialmente nella frazione grossolana.

Il suolo studiato nella sezione di Monte Longo presenta caratteri assai interessanti già nel suo aspetto macromorfologico e cioè:

- 1) l'esistenza di una discontinuità litologica e pedologica che appare assai chiara già in campagna, confortata dal ritrovamento di focolari preistorici sicuramente autoctoni al livello della transizione fra l'orizzonte A<sub>2</sub> ed il sottostante B<sub>1</sub>.

- 2) il sodio di scambio, gli pseudomiceli di  $\text{CaCO}_3$  nell'orizzonte B/C e le grosse concrezioni calcaree nel C1 testimoniano una pedogenesi non in equilibrio con i fattori edafici attuali.
- 3) evidenti accumuli di argille illuviali sotto forma di clay skins, in quantità tali da far ipotizzare la presenza di un orizzonte argillico, danno conferma dell'esistenza di un paleosuolo.

I dati delle analisi chimiche e fisiche hanno confermato quanto già osservato in campagna fornendo altri ragguagli sulla genesi ed evoluzione di questo suolo sepolto. Esse ci permettono di inserire il suolo della sezione di Monte Longo negli Alfisuoli per la presenza di un orizzonte natrico con saturazione in basi (per somma dei cationi) superiore al 35% ad 1,25 m di profondità sotto il limite superiore dell'orizzonte argillico od a 1,80 m dalla superficie del suolo. Dato che il terreno in questione, con ogni probabilità rimane asciutto per 60 giorni consecutivi per almeno 7 anni su 10 ad una profondità compresa fra 18 e 50 cm., si può inserire nel sottordine degli Xeralfs che comprende tutte le pedogenesi all'interno degli Alfisuoli, aventi fra i fattori pedogenetici quello climatico caratterizzato da lunghi periodi di aridità compresi fra due massimi di piovosità. La presenza dell'orizzonte natrico ci permette di arrivare al grande gruppo dei Natrixeralfs, in quanto nell'orizzonte B di accumulo la saturazione del complesso di scambio è ancora elevata in Na e Mg od almeno ne contiene in quantità simili a quelle del substrato; tutto ciò conferma un'alterazione in ambiente subarido, considerando che la parte più profonda del suolo ed il substrato sono costituiti da sabbie a drenaggio libero. L'assenza di screziature con cromia minore di 2 a 75 cm dalla superficie ci permette di classificare il nostro suolo nel gruppo dei Typic Natrixeralfs, che corrisponde al concetto centrale dei suoli con le caratteristiche precedentemente enumerate.

La presenza di rivestimenti di argilla deformati per pressioni interne, alcuni addirittura completamente integrati a dare fabric plasmatiche di tipo vosepico o masepico ci danno preziose informazioni sul dinamismo dell'orizzonte Bt del paleosuolo della sezione di Monte Longo. In effetti, calza perfettamente nel nostro caso la definizione di Bt dinamico usata dai Francesi (FEDOROFF [1968]).

La relazione fra plasma e scheletro appare nell'orizzonte B testaturale del tipo porfirochelico, cioè con granuli completamente

immersi nella frazione plasmatica. In effetti l'alta saturazione in Na e Mg rende le argille più fluide e quindi durante i processi di inumidimento e di ritiro dovuti a perdita di acqua, si ottiene un continuo impastamento che dà come risultato il tipo porfiroscelico e le separazioni plasmatiche, isoorientando le argille ed incorporando le concentrazioni plasmatiche (cutans) nella S-matrice, dove danno luogo alla fabric masepica. Naturalmente è legato a questo fenomeno l'aumento progressivo della densità apparente: nel tempo, in quanto con ogni probabilità si è partiti da una S-matrice molto più lassa e nello spazio, perché si può notare dall'alto verso il basso una sequenza assai significativa della densità (relazione fra plasma e scheletro: intertextica→agglomeroplasmica→porfiroscelica).

Questo fenomeno a lungo andare può condurre ad un intasamento della parte bassa del profilo, dove si formerà una piccola falda sospesa, il cui limite superiore tende a spostarsi verso l'alto (accretion-gley). Anche nel nostro profilo si osserva una certa idromorfia (noduli, screziature, ferriargillans, sesquans) nella parte bassa dell'orizzonte Bt, già in quantità tali da poter essere correlate con la degradazione della originale struttura poliedrica (presente nella parte alta del Bt) in una sovrastruttura prismatica grossolana (FEDOROFF [1968]).

Gli Autori della carta geologica indicano con *Pcg* i sedimenti su cui si è evoluto il nostro suolo, interpretandoli come conglomerati formati nel delta della Paleo-Ambra al suo sbocco nel mare pliocenico. La messa in posto sarebbe avvenuta dunque nel Pliocene superiore.

Senza voler entrare in campo più strettamente geologico si può osservare che i materiali in studio, riscontrati anche in zone vicine, presentano caratteristiche stratigrafiche e litologiche comuni; la loro disposizione areale suggerisce inoltre che la messa in posto sia avvenuta più per variazioni morfologiche del delta (digitazioni) o al massimo per breve trasporto litoraneo (CANUTI et AL. [1966]) che per un rimaneggiamento conseguente ad una variazione del livello marino alla fine del Pliocene.

Fermo restando quanto detto, l'incisione dei depositi e la conseguente formazione del terrazzo più antico è necessariamente avvenuta successivamente alla cattura del corso superiore dell'Ambra che secondo i citati AA. è posteriore al Pleistocene inferiore.

La pedogenesi dunque può essere al massimo riferita al Qua-

ternario inferiore. Tale pedogenesi presenta caratteristiche che ci permettono di ricollegarla ad un lungo interglaciale (spessore degli orizzonti di alterazione e figure pedologiche) che nella zona in esame era caratterizzato da un clima a stagioni ben differenziate con lunghi intervalli di aridità (presenza di un orizzonte natrico).

La localizzazione geografica (mancanza di barriere verso il mare e assenza di rilievi montuosi alle spalle) può aver determinato particolari condizioni di aridità responsabili della tendenza evolutiva e dell'intensità della pedogenesi.

L'industria litica permette di datare la copertura superiore (orizz. A2) al Gravettiano finale (tardiglaciale wurmiano) (BORZATTI-ZEI [1970]).

Tale copertura sabbiosa è avvenuta quindi dopo una troncatura del profilo originale ed è dovuta a materiali sabbiosi mossi per colluvionamento e soliflussione in ambiente umido e fresco.

#### RIFERIMENTI BIBLIOGRAFICI

- BARRAT B. (1969) - A revised classification and nomenclature of microscopic soil materials with particular reference to organic components. *Geoderma*, **2**, 1968-69.
- BEAR FIRMAN E. (1967) - Chemistry of the soil. *Reinhold publishing corp.*
- BORZATTI VON LOWENSTERN E., ZEI M. (1970) - Cenni paleontologici sul giacimento di Monte Longo (Siena). *65° Congresso della Società Geologica Italiana (Guida alle escursioni)*. Istituto di Geologia Applicata dell'Università di Firenze.
- BREWER R. (1964) - Fabric and mineral analysis of soils. *John Wiley & Sons, Inc.*
- CANUTI P., PRANZINI G., SESTINI G. (1966) - Provenienza ed ambiente di sedimentazione dei ciottolami del Pliocene di San Casciano (Firenze). *Mem. Soc. Geol. It.*, **5** (4).
- CATACOSINOS P. (1965) - Tables for the determination of sphericity and shape of rock particles. *Jour. Sed. Petrology*, **35** (2).
- DOEGLAS J. (1968) - Grain size indices classification and environment. *Sedimentology*, **10** (2).
- ESWARAN H. (1968) - Point-count analysis as applied to soil micromorphology. *Pédologie*, **18**, 238-252.
- FALCHI G., TONANI F. (1964) - Procedura rapida per l'analisi delle rocce. *CNEN RT/Geo* (64) **6**.
- FEDOROFF N. (1968) - Genese et morphologie des sols à horizon B textural en France Atlantique. *Science du sol*. n. 1, suppl. au Bull. de l'Ass. Franç. pour l'étude du sol.
- FEDOROFF N. (1970) - Le dépôt de particules migrant en suspension a travers le sol. *Seminario di micromorfologia del suolo*. Grignon, settembre 1970.

- FERRARI G. A. (1966) - Elementi introduttivi di micromorfologia del suolo e tecnica di realizzazione di preparati con Gabraster 1400. *Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem.*, Serie A, **73**, 236-267.
- FERRARI G. A. (1968) - Aspetti micromorfologici di alcuni suoli della Maremma Laziale e Toscana. *Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem.*, Serie A, **75**, 494-522.
- FERRARI G. A., MAGALDI D. (1968) - I paleosuoli di Collecchio ed il loro significato. *L'Ateneo Parmense*, **4** (2).
- FERRARI G. A., MAGALDI D., RASPI A. (1970) - Osservazioni micromorfologiche e sedimentologiche su alcuni paleosuoli dei dintorni di Grosseto. *Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem.*, Serie A, **74**, 231-259.
- FERRARI G. A., MAGALDI D., RASPI A. (1970) - La sezione di Monte Longo. *65° Congresso della Società Geologica Italiana (Guida alle escursioni)*. Istituto di Geologia Applicata della Università di Firenze.
- FOLK R. L. (1966) - A review of grain-size parameters. *Sedimentology*, **6**, 73-93.
- GAZZI P. (1962) - Ricerche sulla distribuzione dei minerali pesanti nei sedimenti arenacei dell'Appennino Tosco-Romagnolo. *Acta Geologica Alpina*, **8**.
- JACKSON M. L. (1965) - Clay transformation in soil genesis during the Quaternary. *Soil Science*, **99** (1), 15-22.
- LÜTTIG G. (1956) - Eine neue, einfache gerollmorphometrische Methode. *Eiszeitalter u. Gegenwart, Öhringen*, **7**, 13-20.
- MANCINI F. (1962) - Le variazioni climatiche in Italia dalla fine del Riss all'Olocene. *Boll. Soc. Geol. Ital.*, **81**, pag. 36.
- NOCCHI M. (1957) - Osservazioni geologiche sul Chianti meridionale. *Tesi di laurea in Scienze geologiche. Università degli Studi di Firenze*. Inedita.
- POMEROL C. (1968) - Intérêt et applications de l'étude des minéraux lourds. *Rev. Géograph. Physique et de Géol. Dynam.*, **10** (4).
- RUXTON B. (1968) - Measures of the degree of chemical weathering of rocks. *The Jour. of Geology*, **76** (5), 518-527.
- SAMES W. C. (1966) - Morphometric data of some recent pebble associations and their application to ancient deposits. *Jour. of Sedim. Petrology*, **36** (1).
- SESTINI P. (1928) - Osservazioni geologiche sul Valdarno Superiore. *Boll. Soc. Geol. Ital.*, **47**.
- SESTINI P. (1936) - Stratigrafia dei depositi lacustri del Valdarno Superiore. *Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. Proc. verbali*, **45**.
- STOOPS G. (1968) - Micromorphology of the characteristic soils of the Lower Congo (Kinshasa). *Pédologie*, **18** (1), 110-142.
- VALENTI A., SANESI G. (1966) - Etude micromorphologique des paléosols du bassin du Mugello (Florence, Italie). *Pédologie*, **16**, 23-41.
- VON RAD U. (1968) - Comparison of sedimentation in the Bavarian Flysch and recent San Diego Trough. *Jour. of Sed. Petrology*, **38** (4).
- WEST R. G. (1968) - Pleistocene Geology and Biology. *Longmans, Green and Co L.T.D.*.

(ms. pres. il 20 ottobre 1971; ult. bozze il 28 febbraio 1972)