

GIOVANNI BATTISTA CASTIGLIONI, ADOLFO GIRARDI,  
UGO SAURO & FRANCESCO TESSARI

## GRÈZES LITÉES E FALDE DETRITICHE STRATIFICATE DI ORIGINE CRIONIVALE (\*)

**ABSTRACT:** CASTIGLIONI G. B., GIRARDI A., SAURO U. & TESSARI F., *Grèzes litées and stratified slope deposits* (IT ISSN 0084-8948). A group of stratified slope deposits are examined that were observed in different places: in the Cismón valley (Southern Dolomites); on Prealps plateaux in the provinces of Vicenza and Verona; on the Apennines in the province of Ancona. They are described in their essential features and interpreted as deposits of periglacial environment, probably of Würm age or late Würm in some cases.

As to considered deposits, the waste comes from the calcareous-marly rocks of the Cretaceous formations Biancone and Scaglia. Frost-weathering on these rocks produces small fragments and a silty-clayey material.

Depositional processes of the detrital beds, often alternatively poor or rich in silty-clayey material (« lean » and « fat » beds respectively) are discussed. The grain-size analyses have shown in some deposits a large quantity of fragments whose sizes vary between 12 and 64 mm, in other ones a prevalence of those between 1 and 12 mm; the latter are to be considered *grèzes litées*.

The shape of the slopes and the ways of deposition have influenced the attitude of the strata; most likely phenomena connected with snow melting, congelifluction and slipping intervened in transport processes.

Moreover several cases of displacement of strata in these deposits, as small faults, large folds and crevasses filled up with waste are also described.

**RIASSUNTO:** CASTIGLIONI G. B., GIRARDI A., SAURO U. & TESSARI F., *Grèzes litées e falde detritiche stratificate di origine crionivale* (IT ISSN 0084-8948). Viene preso in esame un gruppo di depositi detritici stratificati, osservati in diverse località: in Val Cismón nelle Alpi Dolomitiche meridionali; sugli altipiani prealpini nelle Province di Vicenza e di Verona; e sull'Appennino Umbro-Marchigiano presso Fabriano. Essi vengono descritti nei loro caratteri essenziali, e interpretati come depositi di ambiente periglaciale, di età probabilmente würmiana e, in qualche caso, tardowürmiana.

I casi studiati si riferiscono a materiali derivati da rocce calcareo-marnose delle formazioni Biancone e Scaglia, del Cretaceo. Sono rocce che, sottoposte alla microgelivazione, forniscono detrito minuto, oltre che una certa percentuale di materiale limoso-argilloso.

Tenendo presente quanto è noto dalla bibliografia, vengono discussi i processi di deposizione degli strati detritici che spesso si presentano alternativamente poveri oppure ricchi di materiale fine limoso-argilloso (strati « magri » e strati « grassi », rispettivamente). Eseguite le analisi granulometriche, in alcuni depositi si è notata una forte presenza di frammenti con dimensioni comprese tra 12 e 64 mm, in altri la prevalenza dei frammenti con dimensioni tra 1 e 12 mm; questi ultimi si possono considerare come *grèzes litées*.

La giacitura degli strati risente della forma dei versanti e

delle modalità di deposito; nei processi di trasporto intervenivano con ogni probabilità fenomeni di ruscellamento nivale, fenomeni di geliflusso e di slittamento.

Vengono descritti inoltre diversi casi di dislocazione degli strati di questi depositi, come piccole faglie, crepacci riempiti da detrito, e vistose pieghe.

**TERMINI CHIAVE:** ghiaia - nivazione - disgregazione - periglaciale di pendio.

### 1. PREMESSA

Nello studio della morfologia dei versanti assumono particolare interesse i detriti che li rivestono; questi portano spesso qualche testimonianza sui processi che hanno operato il modellamento. Perciò riteniamo utile prendere in esame un gruppo particolare di depositi che abbiamo osservato sia nelle Alpi e Prealpi Venete, sia nelle Marche, e che sembrano significativi, dal punto di vista genetico, per l'evoluzione dei versanti nel Pleistocene<sup>(1)</sup>.

Sono detriti utilizzati come sabbia o pietrisco nei lavori stradali, e per questo vengono estratti largamente in numerose cave. Ma della loro diffusione ci si può spesso render conto anche osservando i piccoli tagli artificiali operati lungo le strade e nei lavori di terrazzamento agrario. Le pagine che il DESPLANQUES dedica ai depositi di versante nella premessa al suo studio regionale sulla geo-

(\*) Il lavoro riassume dati di ricerche condotte con diversi contributi finanziari del CNR, ed è stato eseguito presso l'Istituto di Geografia dell'Università di Padova. U. SAURO opera nell'ambito dell'Istituto di Fisica terrestre, Geodesia e Geografia fisica della stessa Università.

Il lavoro è il risultato della discussione comune degli autori, ciascuno dei quali ha fornito propri dati di osservazione. In particolare, il paragr. 4.1. si deve a F. TESSARI, i paragr. 4.2, 4.3., 4.4. e 8 a G. B. CASTIGLIONI, i paragr. 4.5. e 5 ad U. SAURO, il paragr. 4.6., con le prove di laboratorio e le elaborazioni statistiche qui esposte in forma riassuntiva, si deve ad A. GIRARDI. Le altre parti sono frutto del lavoro comune. Gli autori ringraziano vivamente il prof. C. BARTOLINI dell'Università di Firenze per la collaborazione prestata nelle analisi granulometriche della frazione fine di alcuni campioni.

(1) Su tali formazioni aveva posto l'attenzione G. B. CASTIGLIONI con osservazioni nelle Prealpi Venete negli anni 1967-68 e successivi. Nuovi dati emersero nel corso di ricerche svolte da F. TESSARI, F. MORANDO, G. SACCARO, V. TONIELLO, per la costru-

grafia agraria dell'Umbria – e in più punti accenna proprio a depositi del tipo che qui consideriamo – fanno anche capire in che modo l'esistenza di ampi pendii detritici, formati dalla morfogenesi pleistocenica, abbia preparato certe condizioni importanti per l'uso e la sistemazione del suolo in epoca storica (DESPLANQUES, 1969, pp. 39-42).

Ci limitiamo a considerare, dal punto di vista geomorfologico, un gruppo di depositi detritici piuttosto minuti, formati da scaglie angolose prodotte evidentemente da azioni crioclastiche su rocce calcaree particolarmente gelive, come il *Biancone* e la *Scaglia* del Cretaceo. Queste

cene, risulta non solo dall'abbondanza dei detriti, che tutto fa ritenere prodotti dalla gelivazione, ma anche dalle modalità di trasporto e di deposizione delle scaglie, in cui sembra siano intervenuti processi di geliflusso e di nivazione. A queste considerazioni ci spinge da un lato l'esame dei depositi, dall'altro il confronto con altri analoghi depositi descritti nella bibliografia, particolarmente in quella francese.

I nostri depositi costituiscono *falde detritiche*, qualche volta situate al piede di pareti rocciose, più spesso appoggiate a versanti non troppo inclinati, più o meno regolari, in modo da formare un rivestimento.

Fig. 1 - Sezione in un deposito tipico di *grèzes litées* secondo la linea di massima pendenza del versante (al centro della foto l'altezza della sezione è di circa 4 m). Si osservi l'alternarsi di strati « magri » e « grassi » e l'esistenza di livelli cementati all'interno del deposito, che potrebbero essersi formati durante episodi di pedogenesi (M. Valmontagnana, Marche).

*Section of a typical grèzes litées deposit along the maximum slope line (the section is 4 m high at the centre of the picture). See lean beds alternate to fat ones and cemented layers, inside the deposit perhaps formed during pedogenetic stages (M. Valmontagnana - Marche).*



rocce affiorano notoriamente su vaste estensioni nelle montagne e nelle colline venete e in altre regioni italiane.

Che i depositi in questione siano d'ambiente crionivale, quale doveva esistere nelle fasi fredde del Pleisto-

zione di carte geomorfologiche a grande scala. Di alcuni di tali depositi fu data notizia in uno studio geomorfologico a carattere regionale (TESSARI, 1973; si veda in particolare il paragrafo 3.3. *Depositi di versante* alle pp. 55-57, e la carta geomorfologica). Nella primavera del 1973, in occasione del « IV Convegno sulla Storia Naturale delle Prealpi Venete » svoltosi ad Asiago, venne presentata una comunicazione assai sintetica su questo argomento (CASTIGLIONI, 1974). Quest'occasione fu propizia per una discussione con altri studiosi, e specialmente per la partecipazione del prof. G. NANGERONI e del prof. Y. GUILLIEN. Quest'ultimo, noto specialista di depositi di questo genere, visitò nei giorni seguenti le località dell'Altopiano di Asiago descritte nel presente lavoro, portando il contributo della sua esperienza. NANGERONI propose il confronto con depositi da lui studiati presso il Lago d'Isèo, e tornò a riconsiderare questi problemi nelle relazioni tenute rispettivamente a Roma (1973, presso la Società Geografica Italiana) e a Trento (1973, III Convegno Glaciologico Italiano). Sempre nel 1973, SAURO ebbe occasione di osservare, in alcune aree montuose dell'Appennino Umbro-Marchigiano, estesi depositi di questo tipo. Dal '72 in poi fu inoltre studiato particolareggiatamente un deposito colluviale (passante in basso a deposito lacustre) d'ambiente nivale e di età tardowürmiana nelle colline trevigiane, che confermò l'importanza di questi fenomeni nella morfogenesi dell'area prealpina (CASADORO & alii, 1976).

L'inclinazione varia da 15° a oltre 30°. La forma esterna non sempre rivela l'esistenza della falda detritica, che di solito viene messa in luce solo nei tagli artificiali eseguiti per lavori stradali, per terrazzamenti agrari e soprattutto nelle cave. In queste ultime si ha l'opportunità di esaminare in dettaglio la struttura dei depositi.

Nei casi da noi osservati e qui descritti, in confronto con altri tipi di falde detritiche, emergono i seguenti caratteri:

1) una certa costanza nella granulometria dei frammenti detritici, che varia di volta in volta entro limiti abbastanza ben definiti; non abbiamo considerato falde detritiche di materiale misto, con molti elementi grossolani e blocchi, salvo nei casi che esplicitamente indicheremo;

2) una disposizione delle scaglie grosso modo parallele, che indica chiaramente l'andamento della sedimentazione, letto dopo letto, anche se non sempre è dato delimitare nettamente i singoli letti o strati che formano il deposito;

3) la presenza frequente di un'alternanza ritmica di strati con diversa composizione granulometrica. Sono strati di ghiaietta di granulometria diversa; oppure strati di ghiaia poveri di materiale fine (strati « magri »), alter-

nati a strati ricchi di elementi fini (strati « grassi »). Lo spessore dei singoli strati può variare da 2-3 cm a qualche decimetro.

Il nostro studio si è limitato ad alcuni esempi, in attesa di poter elaborare altri dati e di approfondire altri interessanti aspetti paleoambientali.

## 2. TERMINOLOGIA

Il termine italiano *falda detritica ordinata* (CAPELLO, 1960) e i corrispondenti termini stranieri *éboulis ordonné* (TRICART & CAILLEUX, 1967), *stratified slope deposits*, *sorted talus* (vari autori di lingua inglese) sono riservati più precisamente ai depositi con struttura stratificata, struttura che di norma viene messa in relazione con la genesi « periglaciale » delle falde stesse. Preferiamo il termine *falda detritica stratificata* implicitamente accettata dal CAPELLO stesso.

Quanto al termine francese *grèze litée* (GUILLIEN, 1951), esso allude soprattutto alle caratteristiche granulometriche del materiale oltre che alla sua stratificazione, e si applica di solito a detriti calcarei. A rigore dovrebbe applicarsi solo a materiali detritici calcarei in cui gli elementi più grossi abbiano dimensioni intorno al cm, e in cui si distinguano alternanze ritmiche di strati « magri » e con molti vuoti, e strati « grassi » ossia con limo e/o argilla più abbondanti negli interstizi<sup>(2)</sup>. Non tutti i depositi di versante stratificati dovrebbero dunque esser chiamati *grèzes litées*.

Per ragioni di brevità ma in modo non del tutto esatto si indica talvolta con *grèze litée* anche l'insieme del deposito, ossia ciò che il GUILLIEN (1969, 1973) chiama *l'édifice grézeux* (dovremmo dire: « la falda detritica costituita da *grèzes litées* »).

## 3. AMBIENTI E CONDIZIONI DI DEPOSITO

Le formazioni in questione non sempre corrispondono all'immagine da manuale che ci presenta le « falde detritiche » come fasce al piede di pareti su cui opera o ha operato il disfacimento meccanico congiuntamente alla gravità.

Quanto alla genesi, è bene distinguere, anche se i due fenomeni sono strettamente collegati, la produzione del detrito, da un lato, e la deposizione sulla falda detritica, dall'altro. Per quanto riguarda la formazione del detrito, ricordiamo col TRICART (1967, p. 243) che, in generale, « ... gli *éboulis ordonnés* si formano al piede di versanti che arretrano molto rapidamente, ciò che

(2) È forse bene precisare che la parola *grèze*, nel linguaggio dei cavatori e dei muratori della regione francese (la Charente) da cui essa venne introdotta nella terminologia scientifica, indica una sabbia grossolana calcarea, mentre il termine affine *groize*, indica piuttosto materiale un po' più grossolano, ghiaioso. Il GUILLIEN in scritti più recenti (1969) adopera i termini *groize*, *groizeau*, per i materiali in cui abbonda la componente ghiaiosa.

In qualche classificazione granulometrica francese (ad es. la classificazione dell'*Association Française de Normalisation* che citiamo da GUILLIEN & LAUTRIDOU, 1970) per fini pratici vengono indicati come *grézeaux* minuti i materiali compresi fra 0,5 e 12,5 mm, come *grézeaux* grossi quelli compresi tra 12,5 e 25 mm.

spiega la loro associazione sistematica con le rocce molto gelive. Essi rappresentano quasi un processo di seppellimento, che tende a fossilizzare poco a poco, col loro accumulo, il piede delle 'cornici'. La rapidità della gelivazione sulla cornice dalla quale i detriti si staccano impedisce la formazione di elementi fini abbondanti ».

Le dimensioni minute della ghiaietta, composta essenzialmente da scagliette e da granuli angolosi, indicano una gelivazione intensa sì, ma probabilmente superficiale, che sfrutta le minori discontinuità e la porosità della roccia oltre che i piani di stratificazione e i giunti di fratturazione della roccia stessa.

Secondo vari Autori, nel trasporto e nella deposizione della ghiaietta intervengono in misura predominante non direttamente la gravità, ma il ruscellamento stagionale e altri processi. Ad essi si deve attribuire la capacità di effettuare il trasporto su pendii con inclinazione più bassa di quella tipica conosciuta come « angolo di riposo » dei vari materiali. In particolare, al ruscellamento va attribuita la separazione di materiali di diversa granulometria e la deposizione di straterelli lentiformi di ghiaietta. La presenza anche saltuaria di ghiaccio entro il detrito, o la saturazione momentanea di questo con acqua o con materiale fine facilita sia il ruscellamento superficiale, sia fenomeni di slittamento, di geliflusso e di creep. Una parte importante assume il ruscellamento nivale in aree ricche di banchi di neve.

## 4. ALCUNI ESEMPI OSSERVATI NELL'ITALIA CENTRO-SETTENTRIONALE, DI ETÀ PLEISTOCENICA

### 4.1. VAL CISMÓN E DINTORNI (BACINO DEL F. BRENTA)

In occasione di ricerche di Geomorfologia regionale in Val Cismón e in zone limitrofe, al limite fra le province di Trento e di Belluno, sono stati notati depositi di detriti minuti di gelivazione. Essi si trovano a monte della strada Passo del Brocón - Castel Tesino, poco ad Ovest del valico, nel bacino di Lamon e nelle valli vicine, sul versante meridionale del monte Picosta verso Castel Tesino e in alcune valli secondarie sul lato Nord-Ovest nella valle morta Fastro - Arsiè (fig. 2).

Questi accumuli detritici sono quasi esclusivamente costituiti da elementi di Biancone e di Scaglia. Tali rocce fittamente stratificate e gelive sono, nel territorio in esame, particolarmente disturbate e fratturate per motivi tettonici (TESSARI, 1973, p. 9) ed è quindi naturale che l'azione crioclastica si sia potuta esercitare con particolare efficacia.

Un accumulo veramente notevole di detrito minuto si osserva poco a Ovest del Passo del Brocón; in esso è aperta la cava di ghiaia di q. 1 614. Il detrito, prevalentemente costituito di Biancone, proviene dal versante meridionale della dorsale Col della Boia - Pizzo degli Uccelli ed ha colmato il fondo di un vallone, soprattutto a monte della strada, per uno spessore che supera in certe parti la ventina di metri. In seguito il deposito è stato inciso profondamente.

Va rilevata la relativa uniformità dimensionale delle scagliette intorno a valori compresi fra i due e i quattro

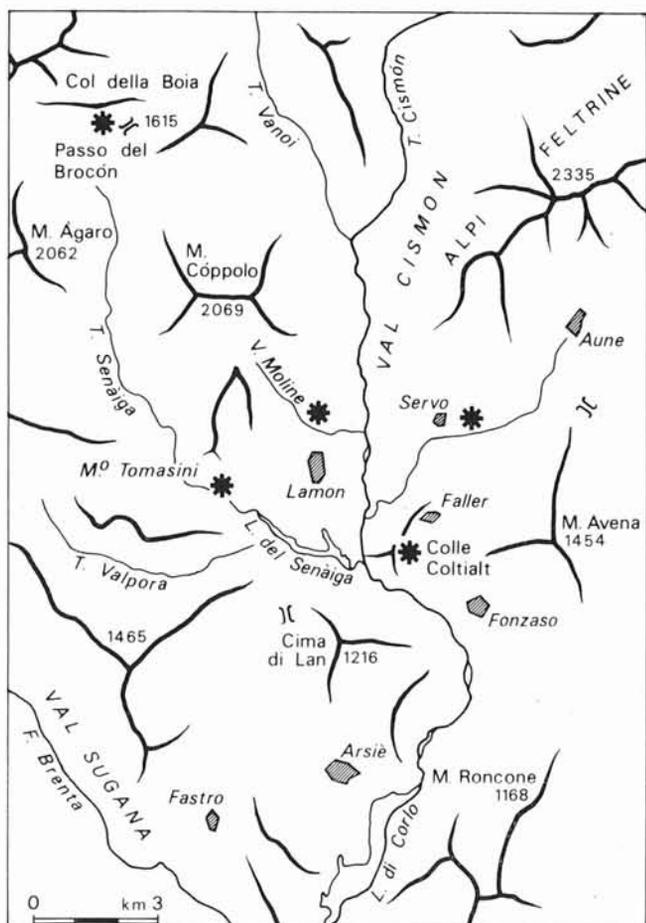


FIG. 2 - Localizzazione dei depositi descritti nel bacino montano del Brenta.

*Location of the described deposits in the upper river Brenta basin.*

centimetri, o poco diversi, senza che si noti, almeno per la parte esposta, una sensibile variazione granulometrica nel passaggio dalla parte apicale a quella distale del deposito.

L'alternanza di strati a differente granulometria in sezioni parallele alla linea di massima pendenza è generalmente poco spiccata o talora assente; l'inclinazione dei letti è superiore ai 30°. L'effetto di stratificazione oltre che dalla disposizione subparallela di buona parte delle scagliette è spesso conferito dal differente grado di compattazione del materiale o da diversa abbondanza di matrice. Qua e là nelle sezioni si notano inclusi di dimensioni prossime alla decina di centimetri o, in casi sporadici, anche molto superiori; essi sono sempre disposti secondo la pendenza generale del deposito che è esposto a Sud.

Vari sono i depositi del bacino di Lamon e delle valli limitrofe. Uno è situato lungo la strada Servo - Aune, ad una quota media di 630 m. Costituito esclusivamente da elementi di Scaglia, scesi da tormentate pareti sovrastanti, per l'intensa estrazione è ridotto ad un lembo residuo dello spessore di circa tre metri. La piccola sezione mostra una stratificazione non regolarmente ritmica, con strati di spessore variabile fra i dieci e i venti centimetri e qualche grosso incluso.

Più cospicua, sempre ad Est del torrente Cismón, è la falda di detriti di Biancone estesa per qualche centinaio di metri sul versante orientale di Colle Coltialt (748 m), lungo la strada Ponte Serra - Faller. In corrispondenza agli scavi qua e là in essa effettuati si vedono meglio che altrove i caratteri di questi depositi. La potenza, non uniforme, varia per la parte visibile fra i tre e i cinque metri. In una delle sezioni intorno a q. 700 s'osserva una netta alternanza ritmica di letti a diversa granulometria il cui spessore è compreso fra i cinque e i venti centimetri. A distanza di qualche metro tale alternanza viene a mancare oppure gli strati, se ancora così si possono definire, raggiungono spessori di molti decimetri. Poco più oltre una nuova serie di strati asimmetricamente ondulati, secondo la direzione parallela a quella del versante, s'alternano di nuovo ritmicamente. L'inclinazione nella sezione esaminata è di 32°.

Quanto alla forma e alle dimensioni dei detriti, i più grossolani intorno ai 4÷5 cm mostrano tendenze differenti: alcuni sono approssimativamente isodiametrici, altri sono particolarmente appiattiti o allungati. Qua e là si nota una debole e irregolare cementazione (si veda la fig. 3 con le posizioni e la numerazione dei campioni di cui è stata eseguita l'analisi granulometrica).

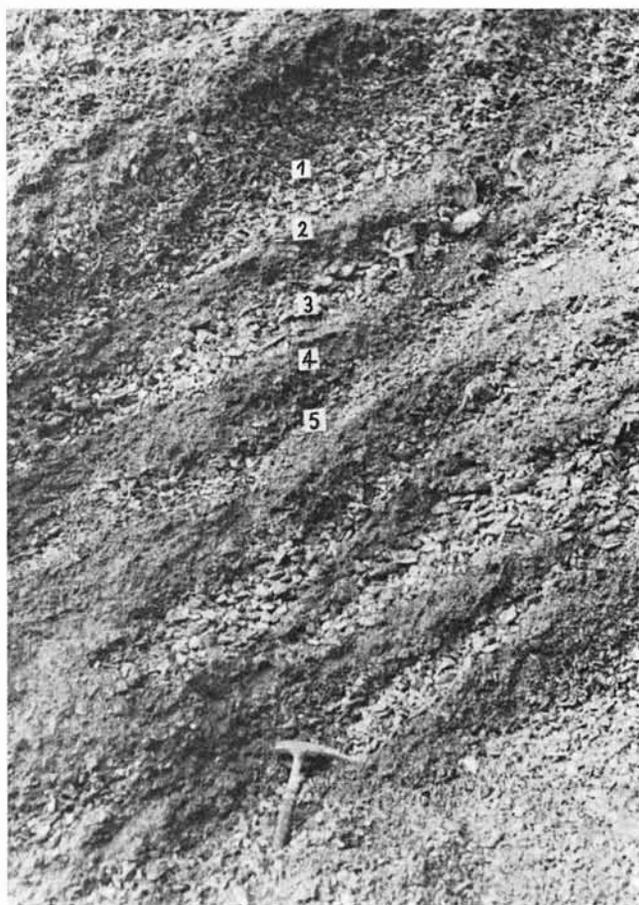


FIG. 3 - Particolare della sezione di Colle Coltialt (Faller, Val Cismón). I numeri corrispondono agli strati campionati per l'analisi granulometrica.

*A detail of the section of Colle Coltialt (Faller, Cismón Valley). The number correspond to the layers sampled for the grain-size analysis.*

Altri depositi crioclastici si trovano ad Occidente del Cismón. Uno di essi è situato alla testata della Val Molino, a circa 640 m, ai piedi del pendio che scende da Prati Scheidi, in parte separato dal versante da un valloncetto di recente incisione. Potente una decina di metri la falda mostra caratteristiche simili a quella ora descritta di Colle Coltialt per una certa discontinuità degli strati parallelamente alla linea di massima pendenza e per la loro difformità di spessore. Gli elementi, esclusivamente di Scaglia, sono di dimensioni analoghe a quelle della sezione precedente; l'inclinazione dei letti è di 28-30°, l'esposizione è a Sud.

Il secondo accumulo è posto poco ad Ovest di Molino Tomasini lungo il Torrente Senàiga, affluente di destra del Cismón, a q. 450 ai piedi del versante Sud di Colle Costion. Una grande sezione trasversale consente di osservarne la struttura interna per un'altezza di circa 15 metri ed una larghezza di una quarantina. Nel deposito sono presenti elementi sia di Biancone che di Scaglia anche se, nel complesso, quest'ultima sembra predominare.

Si possono distinguere tre parti. Quella inferiore (1, nella fig. 4) è delimitata da due crostoni di un metro di spessore, che paiono appartenere ad un unico strato

La parte superiore (3, nella fig. 4) appare differente: è caratterizzata da una maggiore eterogeneità granulometrica con presenza di maggior numero di elementi grossolani. Nel settore apicale non si rileva alcuna disposizione in letti distinti di varia granulometria, mentre nel settore distale si succedono strati con matrice praticamente assente ed altri con matrice abbondante. Lo spessore di questi strati è molto notevole risultando compreso fra gli 80 e i 120 cm; la loro inclinazione è prossima ai 20°.

Alcune considerazioni paiono necessarie dopo questa breve rassegna di depositi crioclastici. Va rilevata innanzitutto la loro localizzazione ed esposizione. Siamo in località alpine in prossimità del limite con le Prealpi e l'altitudine varia fra i 1650 m circa dei dintorni del Passo del Brocón e i 450 della Val Senaiga. Mentre la prima delle aree citate durante il periodo di massima espansione dei ghiacciai würmiani nella buona stagione era probabilmente priva di una copertura nevosa continua, le altre zone dove oggi si trovano i depositi detritici subivano l'erosione di lingue di ghiacciai vallivi con varie centinaia di metri di spessore (TESSARI, 1973, pp. 43-47). I depositi in questione poterono quindi formarsi solo dopo il ritiro dei ghiacci dal bacino di Lamon.

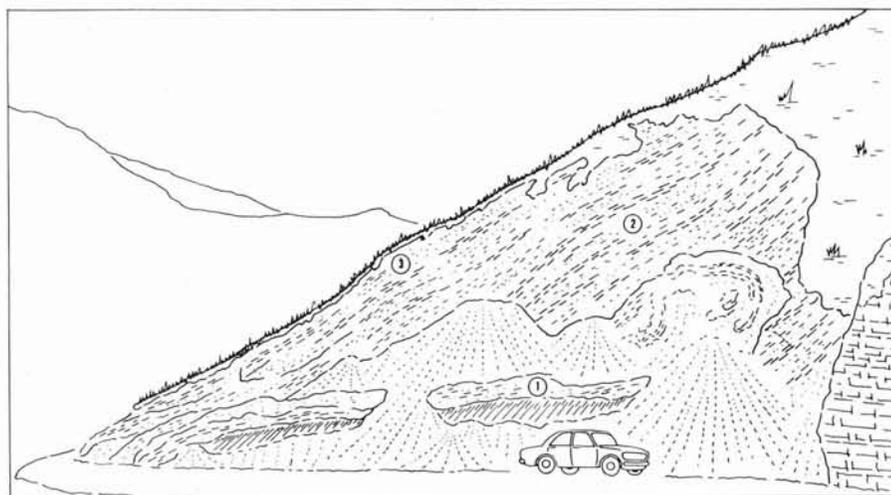


FIG. 4 - La sezione di Molino Tomasini in Val Senàiga. 1 - Crostoni di detrito minuto cementato ricoprente detrito mescolato a matrice limoso-argillosa; 2 - detrito crioclastico minuto con letti grassi intercalati; 3 - strati di detrito più grossolano nelle parti superiore e frontale del deposito.

Section of Molino Tomasini (Senàiga Valley). 1 - Crusts of cemented small debris covering debris mixed to silty-clayey matrix; 2 - cryoclastic debris with alternate fat beds; 3 - layers of coarser debris in the upper and frontal parts of the deposit.

di detrito piuttosto minuto notevolmente cementato, inclinato di circa 10°. Esso ricopre un altro strato di detrito mescolato ad abbondante matrice limoso-argillosa dello spessore di almeno 130 cm.

La parte indicata con 2 nella fig. 4 più chiaramente osservabile nel settore apicale della sezione, la più ricca di frammenti di Scaglia e di materiale fine, è simile ai depositi illustrati nelle altre località con strati di spessore variabile fra uno e alcuni decimetri, più o meno regolarmente alternati. Non sono numerosi gli inclusi di due o tre decimetri; l'inclinazione supera i 25°, mentre le dimensioni delle scagliette variano mediamente fra i 2 e i 5 cm.

La copertura di detriti caduti dalla parete subverticale della sezione non permette di definire con esattezza i rapporti fra le due parti. La cementazione nella parte inferiore potrebbe essere avvenuta secondo un piano diverso da quello originario di deposizione del materiale.

Un certo interesse presenta il fatto che l'esposizione prevalente è quella meridionale potendo in tale situazione essere più marcate e frequenti le oscillazioni della temperatura attorno allo zero.

Riguardo alle dimensioni delle scagliette pare opportuno definire questi materiali come *groizeaux* piuttosto che *grèzes*, per usare la terminologia del GUILLIEN (1969a). Si può pensare ad una certa prevalenza della macro- e mesogelivazione sulla microgelivazione in rocce gelive già meccanicamente predisposte per precedenti vicende a subire intensamente tale processo.

La generale forte inclinazione degli strati suggerisce essere la gravità l'agente principale del movimento dei singoli elementi cioè lo scivolamento su pendii ricoperti da un sottile strato di ghiaccio e di un ruscellamento nivale rispettivamente.

Per comprendere la frequente discontinuità, il difforme spessore degli strati e la loro non sempre ben defi-

nita alternanza granulometrica ritmica bisogna considerare i processi eventualmente intervenuti dopo la deposizione dei detriti. In primo luogo possibili ripetute ridistribuzioni dei materiali sia ad opera delle acque di fusione delle nevi sia ad opera di quelle cadute sotto forma di pioggia. Di fatto un certo meccanismo di relativa impermeabilizzazione avrebbe potuto verificarsi solo nel caso che le scagliette si fossero ricoperte l'una l'altra come le tegole di un tetto o fosse stata veramente cospicua la quantità di materiali argillosi presenti.

In secondo luogo fenomeni di scivolamento di uno o più strati su altri ricchi di frazione fine o di locale soliflusso o di crioturbazione.

vallette ripide; la base è costituita da una superficie poco regolare di roccia compatta. Nelle vicinanze vi sono depositi simili, di spessore ancora più esiguo.

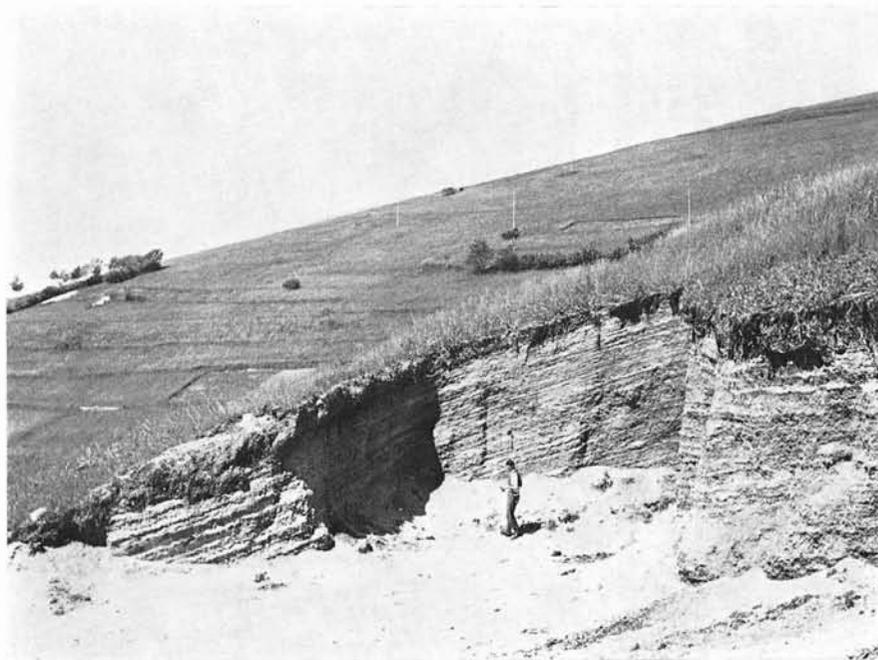
Letti di ghiaietta magri e letti ricchi di matrice fine si alternano regolarmente (fig. 5); essi hanno in media un'inclinazione uguale a quella del versante e, con la loro disposizione, accompagnano la leggera convessità di quest'ultimo. La cementazione del deposito è quasi assente.

Per la granulometria e per la netta stratificazione in questo deposito, il GUILLIEN vi ha riconosciuto i caratteri tipici delle *grèzes litées* da lui studiate in Francia.

In linea generale non presenta dubbi la derivazione della ghiaietta dalla dorsale soprastante, dove veniva pro-

FIG. 5 - Cava nelle *grèzes litées* di Rubbio, Altopiano di Asiago (1970).

A quarry in *grèzes litées* at Rubbio (Asiago plateau). Picture taken in 1970.



Ci sembra in conclusione che i depositi crioclastici illustrati non possano essere considerati dei tipici *éboulis ordonnés* o *groizeaux lités*, benché formati in un ambiente morfoclimatico simile, ma forme di transizione da essi a normali depositi crioclastici su rocce caratterizzate da particolare gelività. Averli descritti in questa sede ci è parso opportuno per due motivi: primo perché dal confronto risulteranno più chiaramente definite le *grèzes litées* veramente tipiche, secondo poiché pensiamo che, specialmente in indagini riguardanti le parti più interne delle Prealpi o quelle marginali alpine, i ricercatori possano frequentemente trovarsi dinanzi a depositi di questo tipo.

#### 4.2. RUBBIO (ALTOPIANO DI ASIAGO)<sup>(3)</sup>

La falda detritica occupa un tratto di versante esposto a Sud-Sud-Est leggermente convesso, inclinato sui 20-25°, situato immediatamente a Sud del centro abitato di Rubbio. La falda si estende dall'alto al basso tra 1 020 e 970 m d'altitudine, mentre in alto il versante culmina in una gobba arrotondata sui 1 050-1 075 m, costituita da calcare « Biancone ». Lo spessore del detrito non sembra superi i 5 m; ai lati lo delimitano due solchi o

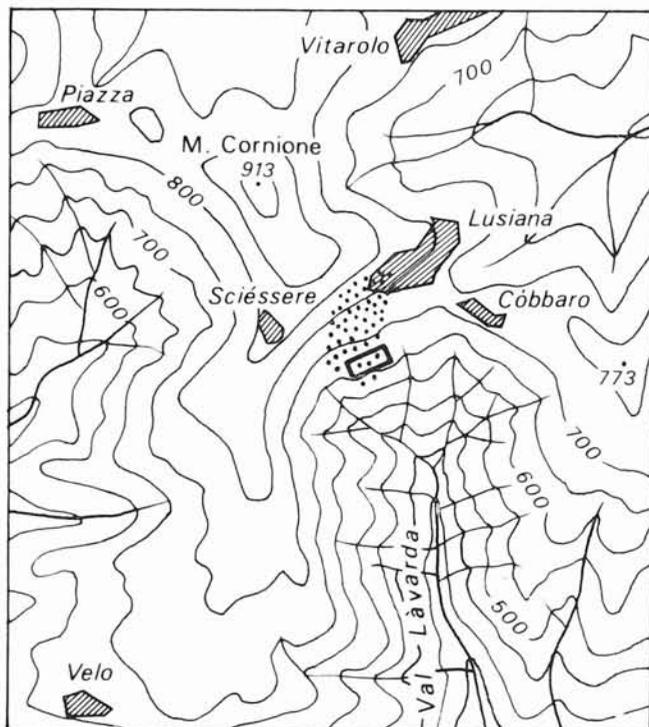
dotta per gelivazione; più interessante è ricercare la causa della deposizione dopo breve percorso (circa 200 m), su un versante leggermente convesso, in posizione aperta, presumibilmente ad opera del ruscellamento diffuso. Non si notano sensibili variazioni di granulometria procedendo verso la parte distale, che si possano attribuire ad una chiara azione selettiva durante il trasporto.

(3) Questa località è stata visitata dopo segnalazione di F. MORANDO nel 1970, poi rivisitata col prof. Y. GUILLIEN nel 1973. Ancora nel 1974 si potevano osservare buone sezioni nella cava di ghiaietta attivamente sfruttata e ormai prossima ad esaurirsi.

Una singolarità d'importanza marginale è data dalle « tasche » (profonde 10-50 cm) che compaiono spesso in sezioni verticali, al limite tra la parte indisturbata del deposito e il soprastante suolo. In un primo tempo si è ritenuto che tali tasche fossero le tracce di piccoli solchi di dilavamento diretti secondo la pendenza del versante, poi riempiti nel corso della successiva pedogenesi, accompagnata da regolarizzazione della superficie esterna. In realtà la genesi deve essere un po' più complessa, e va collegata con fenomeni di creep e rimaneggiamento antropico recente che hanno interessato vicino alla superficie sia il suolo sia una parte limitata del sottostante detrito. Si può ritenere comunque, malgrado questi ritocchi superficiali, che il corpo della falda detritica sia rimasto in condizioni di stabilità dopo la deposizione, data la giacitura regolare degli strati.

#### 4.3. LUSIANA (ALTOPIANO DI ASIAGO)

La falda detritica occupa la testata della Val Lavarada, o Val Brutta, subito sotto l'abitato di Lusiana. I migliori affioramenti si trovano tra la curva della strada che scende a Còbbaro e il nuovo piazzale per impianti sportivi, cioè tra le quote 730 e 660 circa; ma un rivestimento sottile di detrito si può trovare anche più in alto,



0 1 Km

FIG. 6 - Schizzo dei dintorni di Lusiana (Altopiano di Asiago). A puntini: falda detritica descritta nel testo; rettangolino: nuovo campo sportivo, dove è visibile la sezione rappresentata nella fig. 7.

Sketch map of Lusiana and its environs (Asiago plateau). Dots indicate the slope deposit described in the text. The section of fig. 7 is located at the upper side of the new sports ground symbolized by the small rectangle.

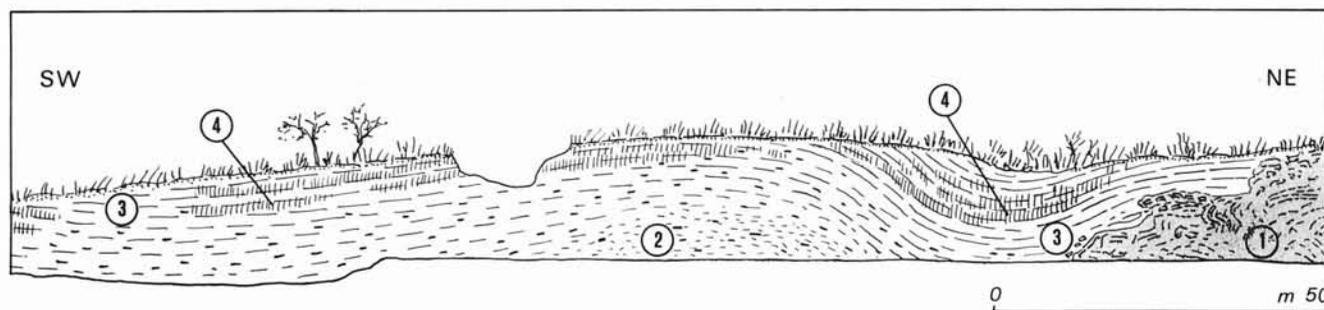


FIG. 7 - Lusiana. Sezione normale alle linee di massima pendenza del versante, presso il nuovo campo sportivo. Gli strati di detrito crioclastico hanno una generale inclinazione di una ventina di gradi verso l'osservatore. Lo schizzo presenta la situazione osservata negli anni 1973-1975. 1 - Cataclaste e detrito grossolano di Biancone, con segni evidenti di movimento; 2 - detrito crioclastico a grana media, tipo *groize*, con frequenti blocchetti; 3 - detrito crioclastico a grana più minuta, meglio stratificato, con letti «grassi» intercalati; 4 - letti più cementati.

Lusiana. Section normal to maximum slope line near the new sports ground. The cryoclastic debris layers have a general dipping of about  $20^\circ$  towards the observer. Situation observed in 1973-1975. 1 - Fractured rock and coarse debris of Biancone with clear signs of movement; 2 - cryoclastic debris of middle size, of *groize* type, with several pebbles; 3 - cryoclastic debris of smaller size, more stratified, with fat layers interbedded; 4 - more cemented beds.

tra le case, nei luoghi in cui l'inclinazione del versante non supera i  $30^\circ$  circa.

Questo versante, esposto a Sud-Est, risale con pendii rocciosi inclinati sui  $35^\circ$  fino a quota 850, e una ventina di metri più in alto termina in un dosso arrotondato, anticima del M. Cornione. Gli strati di roccia sono fortemente disturbati da pieghe. Essi sono costituiti da Biancone e da una varietà rosea della stessa roccia, all'apparenza altrettanto geliva.

Nella falda detritica i frammenti crioclastici bianchi e rosei si trovano per lo più misti. L'inclinazione della falda, ossia della sua superficie abbastanza regolare, è sui  $22^\circ$ . Lo spessore è difficilmente valutabile; l'altezza massima in un taglio è di 15 m circa, ma non si è osservata la base poggiante su roccia. Verso il basso la falda sfuma in un pendio ancora fortemente inclinato, sui  $30^\circ$  o più, coperto di boscaglia, che viene inciso dai solchi torrentizi convergenti nella Val Lavarada sottostante. La falda sembra essere un residuo di un deposito maggiore intaccato dal basso dall'incisione recente. Gli aspetti più importanti di questo deposito sono i seguenti:

1) Alcune variazioni di pendenza procedendo dall'alto al basso, nei letti che formano il deposito;

2) Alcune variazioni ancor più marcate di pendenza in senso laterale, che fanno apparire caratteristiche ondulazioni dei letti (ad anticlinale, o, rispettivamente, a sinclinale) nella bella sezione verticale che taglia frontalmente il deposito (fig. 7);

3) Una variazione in grande della granulometria, per cui alcune parti più profonde del deposito si compongono in prevalenza di scagliette di 1-3 cm di lunghezza, e contengono blocchi lastriformi isolati, in altre meno profonde prevalgono scagliette più minute ed omogenee, con letti ben distinti, talvolta contenenti anche materiale fine;

4) Una cementazione irregolare e discontinua abbastanza frequente, specie negli strati non lontani dalla superficie;

5) In superficie, uno strato con terriccio nerastro di 1-2 m di spessore, rappresenta la parte rimaneggiata di recente in seguito a pedogenesi, creep e azioni antropiche.

Per spiegare le variazioni di giacitura dei letti di detrito, sempre concordanti tra loro, si potrebbe pensare a deformazioni posteriori alla deposizione, per quanto in questi materiali essi avrebbero dovuto dar luogo almeno in qualche punto a dislocazioni per piccole faglie. Sta di fatto, ad ogni modo, che sul fianco destro si vede in sezione anche il materiale su cui il detrito crioclastico poggia: si tratta di una cataclaste di Biancone, a struttura caotica, in cui è verosimile si siano verificati movimenti di tipo « frana » prima, e poi forse altri slittamenti durante e dopo la deposizione della falda detritica.

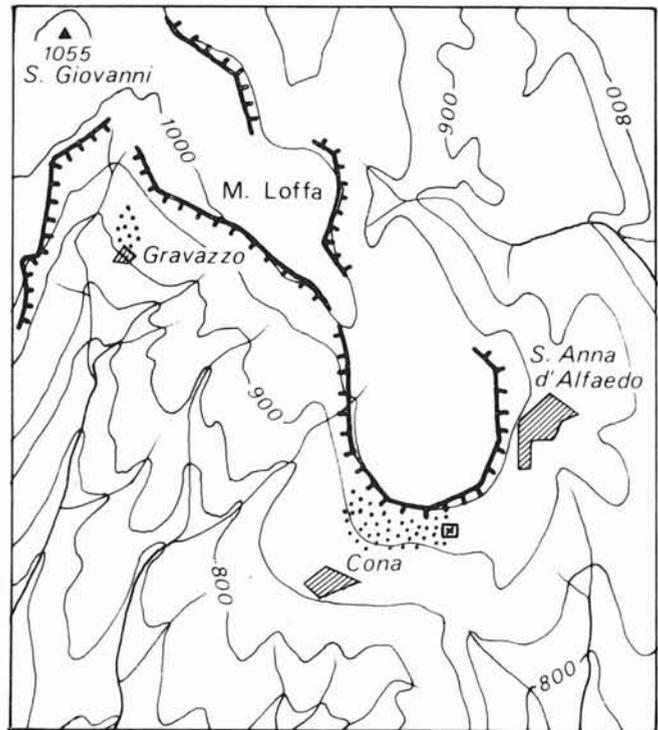
Per quanto riguarda le strutture osservate nel detrito, è possibile che il principale motivo « a sinclinale » fosse un avvallamento già delineato durante la deposizione, sviluppatosi e accentuatosi dopo la messa in posto dei letti di detrito che sono concordanti tra loro.

#### 4.4. S. ANNA D'ALFAEDO (MONTI LESSINI)

Nei Monti Lessini occidentali sono in corso di studio estesi depositi detritici, derivati dalla Scaglia, sul versante orientale della dorsale M. Pastelletto - M. Pastello ad opera di U. SAURO e collaboratori. Descriviamo qui per il momento solo i depositi di S. Anna d'Alfaedo, situati su pendii esposti verso Sud e Sud-Ovest, ad altitudine compresa tra 875 e 950 m.

Affiorano largamente tra la località Cona e il cimitero di S. Anna in una cava attivamente sfruttata per l'estrazione di ghiaietta. Lo spessore, per la parte visibile, è di una dozzina di metri.

Un altro affioramento si trova in località Gravazzo, ad un chilometro e mezzo di distanza; anche qui esisteva una cava. In entrambi i casi ci troviamo immediatamente sotto la breve dorsale del M. Loffa, noto per ritrovamenti preistorici.



0 1 Km

FIG. 8 - Schizzo dei dintorni di S. Anna d'Alfaedo (Monti Lessini). A puntini: depositi detritici descritti nel testo. La linea grossa dentata rappresenta le pareti strutturali corrispondenti ai banchi lastriformi più compatti di Scaglia.

Sketch map of the environs of S. Anna d'Alfaedo (Lessini Mountains). Dots indicate slope deposits described in the text. The thick toothed line indicates structural walls corresponding to more solid banks of Scaglia.

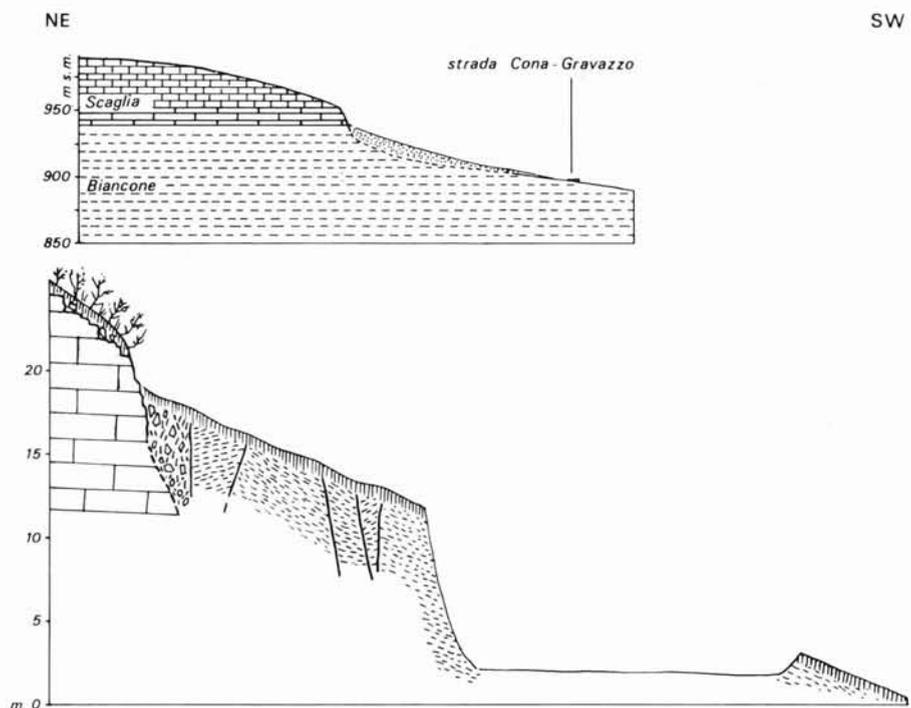


FIG. 9 - Deposito di grèzes a Cona, presso S. Anna d'Alfaedo. *Sopra*: profilo schematico complessivo del versante immediatamente a Nord di Cona (a puntini: falda detritica stratificata). *Sotto*: un particolare nella cava di ghiaietta; il deposito risulta fagliato, per assestamenti di tipo gravitativo.

Grèzes deposit at Cona near S. Anna d'Alfaedo. *Above*: slope profile just to the North of Cona (dots indicate the stratified slope deposit); *below*: a detail of the gravel quarry. The little faults are due to gravity movements.

La roccia madre è costituita da calcari lastriformi bianchi e rosei del Cretaceo superiore (Scaglia), che formano una cornice ben pronunciata tutto attorno alla dorsale del M. Loffa. Questa però, lungo la sommità, si presenta arrotondata o semispianata, sui 1 000 m di altitudine; probabilmente il detrito proviene proprio dai pendii soprastanti alla cornice, dove la roccia è più facilmente disgregabile. I calcari lastriformi poggiano sul Biancone, costituito qui da calcari marnosi impermeabili, di colore grigiastro. Il contatto è contrassegnato da piccole sorgenti. Le falde detritiche sono appoggiate al pendio di Biancone e lo mascherano a tratti; la loro superficie è inclinata di 20° circa.

Il detrito è costituito da ghiaietta in strati di 10-30 cm o più, alternati con strati più sottili ricchi di matrice fine. Passando dalla parte a monte a quella distale si osserva una sensibile diminuzione della granulometria e una presenza più generalizzata della componente limoso-argillosa dei vari strati.

La cementazione è di solito scarsa. Alcune masse cementate si sono rivelate assai resistenti e sono state lasciate in posto nel corso della coltivazione delle cave.

La pedogenesi ha interessato il deposito per notevole spessore. L'inclinazione degli strati si tiene intorno a 20°; poiché tuttavia il deposito è chiaramente deformato e fagliato, interessato da locali collassi, non si può dire quale fosse la pendenza primitiva, durante il processo di deposizione. Riesce naturale spiegare queste deformazioni con vecchi fenomeni gravitativi di slittamento sul substrato marnoso.

In località Cona si può supporre l'esistenza di due distinti accumuli a cono, a contatto fra loro; ciò si arguisce più che dalla morfologia esterna, dal variare delle pendenze locali degli strati. Gli apici dei coni corrisponderebbero a punti di interruzione poco marcati nella balza rocciosa soprastante, atti forse a determinare una certa concentrazione del detrito sceso dall'alto. Al di sopra mancano però forme ad imbuto nel pendio; quest'ultimo ha una sua generale convessità, a guisa di largo sprone, come mostra la figura.

#### 4.5. MONTE VALMONTAGNANA (APPENNINO UMBRO-MARCHIGIANO)

Nell'Appennino Umbro-Marchigiano le falde detritiche stratificate sono molto comuni e si presentano con caratteri vari a seconda delle localizzazioni morfologiche. Per la descrizione abbiamo scelto i depositi situati sui versanti della parte sommitale del M. Valmontagnana (930 m) che appartiene alla dorsale montuosa situata a Nord-Nord-Est di Fabriano<sup>(4)</sup>.

<sup>(4)</sup> Sul versante sud-occidentale sezioni artificiali mettono in luce altri depositi di scagliette. Lungo la strada che scende dal monte, alla quota di 660-680 m si può osservare una falda spessa parecchi metri, costituita da una ghiaietta omogenea non stratificata, con materiale fine uniformemente distribuito; più in basso, fra la ghiaia, si riconoscono elementi grossolani della lunghezza di parecchi centimetri. Nell'insieme tutta la parte centrale della conca, fra le quote di 800 e 450 m, sembra interessata da una copertura detritica che, in passato, è stata senz'altro soggetta a fenomeni di creep e di soliflusso. Alla testata di questi depositi è riconoscibile una nicchia di nivazione.

Il monte domina la profonda gola di Frasassi che diseca la dorsale con direzione Ovest-Est ed è percorsa dal Fiume Sentino affluente dell'Esino. La forma del cocuzolo, costituito, secondo la carta geologica (fogli 109-110-117 alla scala 1:100 000 e foglio 291 alla scala 1:50 000), dalle formazioni della Scaglia Rosata e Bianca e, in parte, dalle Marne a Fucoidi, è all'incirca quella di una piramide triangolare. Esso presenta quindi tre versanti principali separati da tre spigoli arrotondati. I versanti esposti a Nord-Ovest e ad Est sono, in pianta, leggermente convessi mentre quello esposto a Sud-Ovest si deprime al centro e continua verso il basso con la conca di Vallemontagnana cui si deve il nome del monte.

Nei versanti convessi, privi di affioramenti di roccia in posto<sup>(5)</sup>, si nota un alternarsi di ripiani con inclinazioni intorno ai 10-15° (sul versante nord-occidentale uno ampio situato intorno agli 850-880 m ed un altro meno ben delimitabile fra i 760 e i 780 m; sul versante orientale uno stretto intorno ai 900 m ed uno ampio fra 850 e 860 m) e di più ripide scarpate con inclinazione di 25-30°.

È proprio in corrispondenza del ripiano inferiore del versante nord-occidentale che il lavoro di cava (due cave di ghiaia situate a poche decine di metri di distanza) ha messo in evidenza le più belle sezioni di falde detritiche stratificate, su spessori dell'ordine di 6-8 m. In nessuna delle due cave affiora il basamento roccioso; è quindi difficile stabilire lo spessore totale del deposito che, con ogni probabilità, supera in molti luoghi i dieci metri.

I depositi mostrano una stratificazione piuttosto netta che, nella cava principale, presenta una dolce convessità sia secondo l'inclinazione del versante, sia normalmente a questa. Le inclinazioni dei singoli strati variano all'incirca fra i 15° ed i 30°. Nell'insieme gli strati sembrano assottigliarsi verso monte e ispessirsi verso valle ove aumentano di inclinazione. Anche nelle serie stratigrafiche verticali si osserva spesso una variazione della pendenza degli strati dall'alto verso il basso, nel senso che i più profondi sono anche i più inclinati.

La stratificazione del deposito è legata a variazioni nella quantità di materiale fine che riempie gli spazi compresi tra le varie scagliette. Sul terreno abbiamo riconosciuto i seguenti tipi di strati:

- 1) Strati con scarso materiale fine compreso fra le varie scagliette (strati magri);
- 2) Strati analoghi ai precedenti ma con più abbondante materiale fine di colore rossastro, simile a quello delle scagliette (strati misti);
- 3) Strati in cui le scagliette appaiono « annegate » in abbondante materiale fine, di colore grigio-rossastro (strati grassi).

Dall'esame di un pacco di strati potente oltre 2 m risulta che gli strati del primo tipo costituiscono circa un terzo dello spessore totale ed hanno una potenza media di 7-8 cm; quelli del secondo costituiscono oltre la metà dello spessore totale, mentre la potenza dei singoli strati

<sup>(5)</sup> Alcuni affioramenti di calcari ammonitici (Rosso Ammonitico o parte basale del Calcere Rupestre) si hanno in cave situate, al di là di una faglia, sullo sprone che si inizia a Casa Romei.

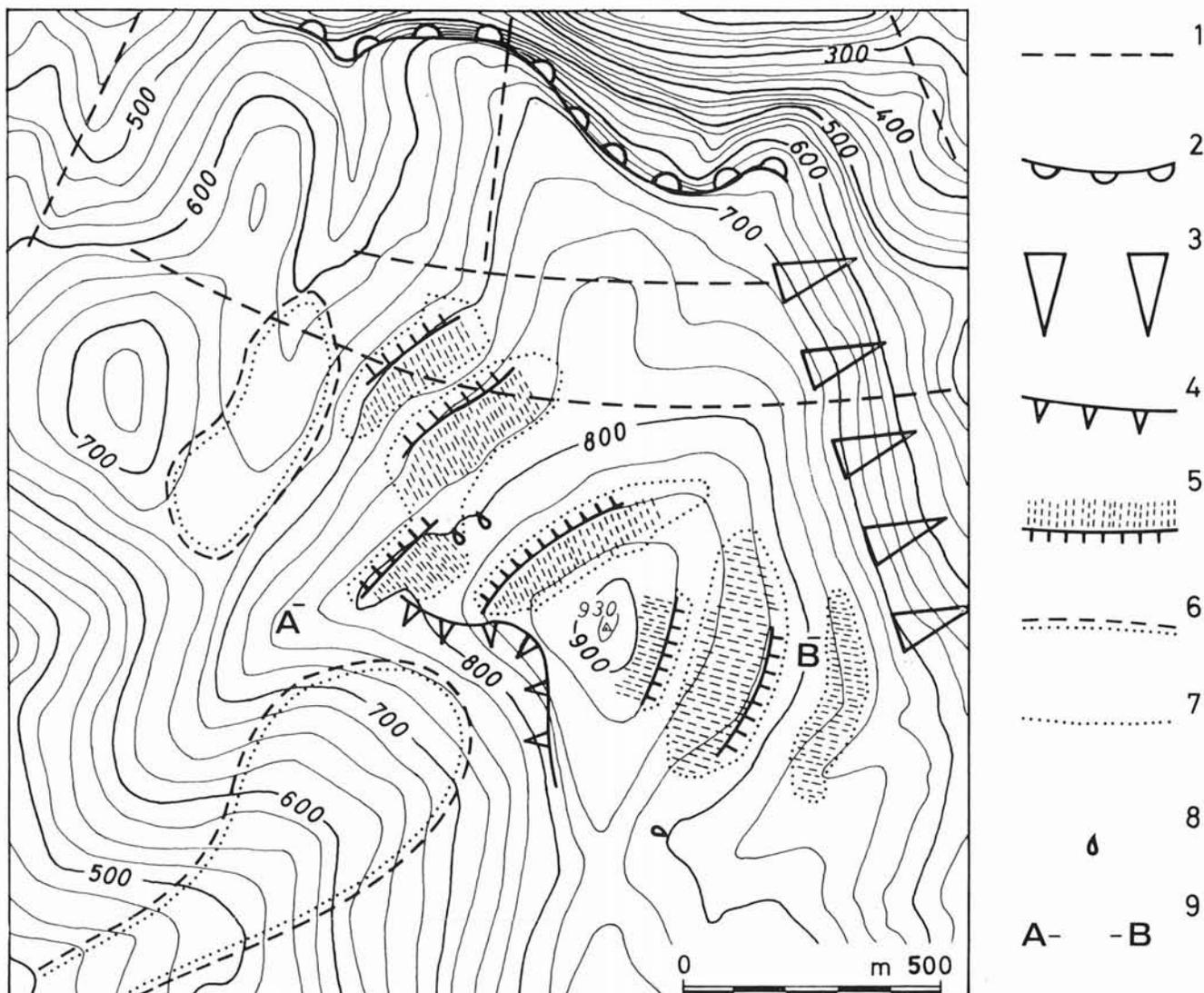


Fig. 10 - Schizzo geomorfologico della parte sommitale del M. Valmontagnana (Appennino Umbro-Marchigiano). 1 - Linea di faglia; 2 - grande scarpata d'erosione; 3 - grande scarpata tettonica; 4 - scarpata di nicchia di nivazione; 5 - ripiano di nivazione e relativa scarpata; 6 - limite incerto di coperture detritiche; 7 - limite incerto di spesse coperture detritiche in corrispondenza dei ripiani; 8 - sorgente; 9 - traccia del profilo della fig. 12.

Geomorphological sketch of the summit of M. Valmontagnana (Marche). 1 - fault line; 2 - great erosional scarp; 3 - great tectonic scarp; 4 - scarp of nivation hollow; 5 - nivation bench and related scarp; 6 - uncertain boundary of detrital cover; 7 - uncertain boundary of thick detrital covers under nivation benches; 8 - springs; 9 - trace of the profile of fig. 12.

si aggira sui 10 centimetri. Più sottili (4-5 centimetri in media) e meno frequenti (poco più di 1/10 dello spessore totale) sono gli strati del terzo tipo che spesso stanno sopra a strati misti e sotto a strati magri.

Alcuni dei livelli più superficiali mostrano un principio di cementazione che ha favorito, nell'evoluzione delle scarpate della cava, la conservazione di cornici aggettanti. Sulla scarpata più meridionale, tra l'altro, si osserva una struttura singolare disposta verticalmente, della larghezza di circa due metri, che interrompe la stratificazione. In essa la disposizione del materiale, lo stesso che costituisce il resto del deposito, è apparentemente per strati verticali nella parte a valle, di tipo caotico nei rimanenti due terzi a monte <sup>(6)</sup> (fig. 11).

Il materiale che costituisce le falde detritiche proviene,

con ogni probabilità, dalla formazione della Scaglia Bianca e della Scaglia Rosata. L'assenza di affioramenti rende difficile localizzare con precisione le zone di provenienza delle scagliette che comunque, prima di essere deposte, hanno senz'altro subito un trasporto di diverse decine di metri.

Nelle coperture detritiche della parte sommitale del M. Valmontagnana risultano curiosi da un lato i diversi valori di inclinazione degli straterelli della falda, dall'altro la parziale corrispondenza fra tali valori e quelli delle

<sup>(6)</sup> La cementazione di questo materiale è considerevole, anche in profondità, per la maggior facilità di penetrazione dell'acqua rispetto ai depositi incassanti con scagliette a disposizione suborizzontale.

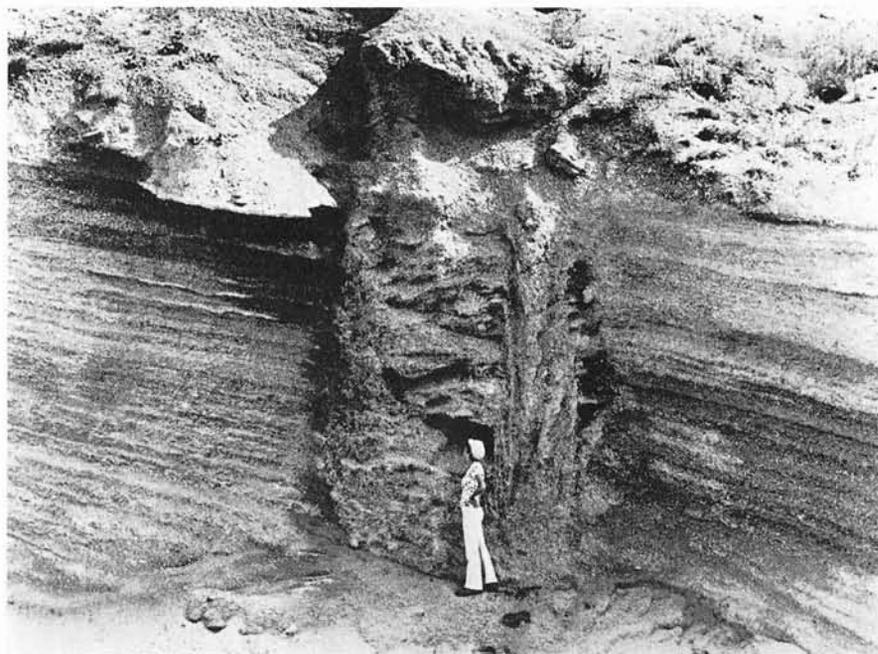


FIG. 11 - Sezione in una cava del M. Valmontagnana. Si osservi la frequente alternanza di strati magri e grassi e la presenza di livelli cementati. La curiosa struttura a « crepaccio », visibile al centro della foto, interrompe la continuità della stratificazione.

*Section of a quarry of M. Valmontagnana. Lean beds alternate to fat ones, some layers are cemented. The curious structure of the crevasse interrupts the bedding continuity.*

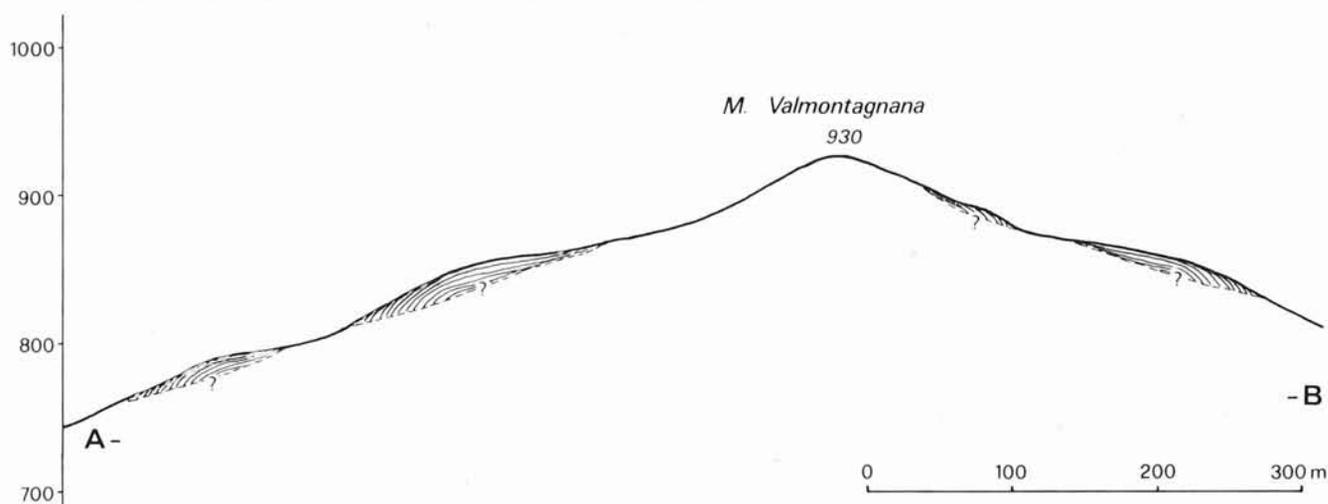


FIG. 12 - Sezione schematica secondo la traccia A-B della fig. 10. I ripiani del M. Valmontagnana vengono qui interpretati come delle forme miste in parte di erosione e in parte di deposito. Gli straterelli di questi depositi variano di inclinazione da monte verso valle. *Schematic section along the A-B trace of fig. 10. The benches of M. Valmontagnana are interpreted as partly erosional partly depositional landforms. The layers dip increases downwards.*

pendenze delle superfici e delle scarpate dei ripiani (figg. 12 e 13).

Le variazioni nell'inclinazione degli strati depositi, che nell'insieme corrispondono a superfici convesse, possono essere spiegate fondamentalmente in due modi:

1) L'inclinazione degli straterelli rappresenta una struttura primaria della copertura detritica costituita fin dall'inizio da una superficie poco inclinata delimitata a valle da una scarpata. Naturalmente i processi morfodinamici attivi nelle due zone saranno stati notevolmente diversi: in particolare sulla superficie poco inclinata poteva agire il ruscellamento nivale, mentre sulla scarpata dovevano prevalere i processi legati alla gravità, fino al raggiungimento di un pendio d'equilibrio;

2) La disposizione degli strati costituisce, in parte, una struttura secondaria legata a movimenti differenziali verso valle dei depositi.

Non è facile stabilire i rapporti fra la struttura della falda detritica ed i ripiani del cocuzzolo del M. Valmontagnana. Si potrebbe infatti supporre che, data l'analogia nelle pendenze, i ripiani e le relative scarpate rappresentino le forme di altre falde detritiche stratificate. In tal caso però le superfici rocciose da cui sono derivate le scagliette presenterebbero estensioni fin troppo limitate. È più facile quindi che i ripiani siano delle forme miste in parte di erosione (nivazione?) e in parte di deposito. Come tali sono schematizzati nella fig. 12 che perciò risulta parzialmente ipotetica.

FIG. 13 - Panoramica dalla sommità del M. Valmontagnana verso Ovest. Sono ben riconoscibili i caratteristici ripiani e le ripide scarpate che li delimitano.

*General view from M. Valmontagnana westward. See the characteristic benches and their steep scarps.*



Le dimensioni di queste coperture detritiche appaiono comunque considerevoli in rapporto all'estensione delle superfici in roccia che stanno a monte e da cui deve essere derivato il materiale che le costituisce.

Se le forme di costruzione e le corrispondenti forme di demolizione sono oggi inattive, si può ritenere che in passato in condizioni climatiche diverse dalle attuali, esse siano state notevolmente attive. Dall'esame delle poche sezioni visibili non abbiamo potuto finora ricavare qualche indicazione cronologica significativa, per cui riesce difficile assegnare un'età a questi depositi. Se per i loro caratteri essi possono venir riferiti a condizioni di tipo periglaciale, non saremmo tuttavia propensi a considerarli come appartenenti soltanto all'ultima fase dell'ultima glaciazione (neo-würmiano).

#### 4.6. COMMENTO ALLE CURVE GRANULOMETRICHE

##### 4.6.1. Introduzione

Vengono qui esposti i risultati delle analisi granulometriche condotte su di un certo numero di campioni relativi ad alcune delle sezioni precedentemente illustrate<sup>(7)</sup>.

Le granulometrie sono state eseguite per setacciamento meccanico ad intervalli unitari  $\phi$  nel dominio compreso tra  $-6 \phi$  (pari a 64 mm) e  $+4 \phi$  (pari a 1/16 di mm) nella trasposizione in logaritmi, proposta da KRUMBEIN (1934), della scala UDDEN-WENTWORTH (RICCI LUCCHI, 1973, p. 124). Si tratta quindi di un esame parziale dell'intero spettro granulometrico fornibile dai campioni raccolti. L'intervallo esplorativo adottato (dalla classe dei ciottoli medio-fini a quella delle sabbie finissime) trova tuttavia giustificazione nell'aver

consentito lo studio analitico delle frazioni statisticamente più caratterizzanti (componenti ciottolosa e sabbiosa) poiché la sommatoria ponderale delle restanti componenti limosa ed argillosa corrispondeva ad un'aliquota comunque inferiore al 25 % del peso secco dei campioni. Solo per alcuni campioni raccolti in località Valmontagnana è stato possibile, grazie alla collaborazione prestata dal prof. C. BARTOLINI, perfezionare le analisi relative alle frazioni residue dimensionalmente inferiori ad 1/16 di mm.

I dati ottenuti sono stati espressi mediante curve cumulative (fig. 14).

È stato possibile infine dedurre qualche indicazione qualitativa comparando ed interpretando le rappresentazioni delle distribuzioni granulometriche sia in istogrammi (fig. 15)<sup>(8)</sup> sia in opportuni diagrammi logaritmico-probabilistici (fig. 16).

Il calcolo dei parametri che, secondo l'espressione data da INMAN e FOLK (RICCI LUCCHI, 1973, p. 137), si approssimano ai momenti statistici delle distribuzioni granulometriche, è stato limitato ai casi in cui l'intervallo esplorativo scelto consentiva di determinare i valori di  $\phi$  corrispondenti ai percentili significativi.

##### 4.6.2. Deposito presso Faller (Val Cismón)

Le curve cumulative rappresentate in fig. 14 appartengono abbastanza chiaramente a due famiglie distinte: l'una (curve 1-3-5) indicativa degli strati « magri », l'altra (curve 2-4) degli strati « grassi » (cf. fig. 3). La classe modale principale risulta tipicamente attestata in corrispondenza dei ciottoli medio-fini (16-8 mm) per i campioni 1-3-4-5, e dei ciottoli fini (8-4 mm) per il cam-

(7) Le analisi si sono effettuate presso il Laboratorio di Geografia Fisica dell'Istituto di Geografia dell'Università di Padova.

(8) La parzialità di questa illustrazione è dovuta al significato prevalentemente esemplificativo che le si attribuisce in questo articolo dove, per motivi di spazio, non si è ritenuto di riprodurre per esteso gli istogrammi relativi a tutte le serie campionate.

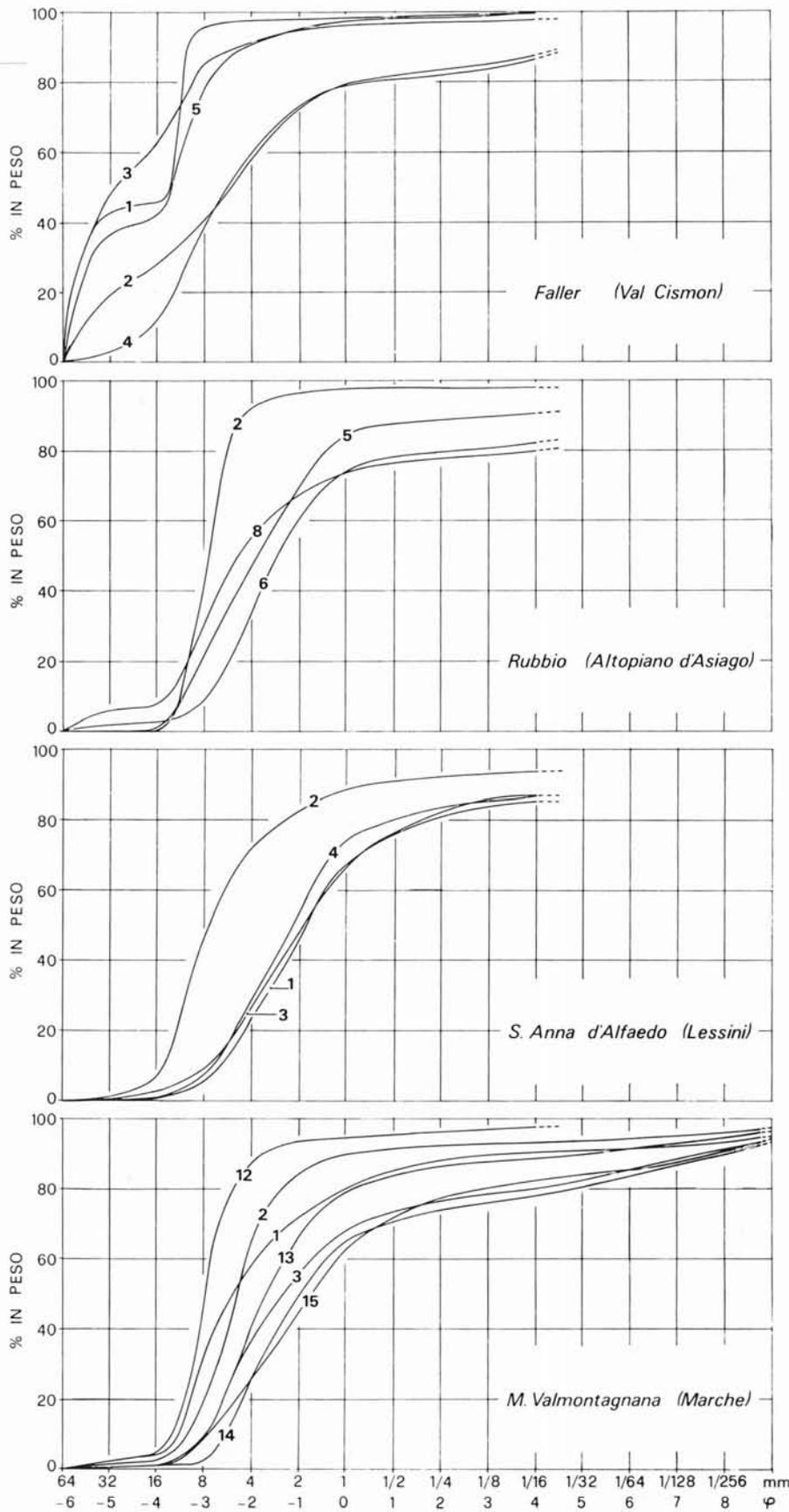


FIG. 14 - Curve granulometriche cumulative.  
 Grain-size cumulative curves of examined samples.

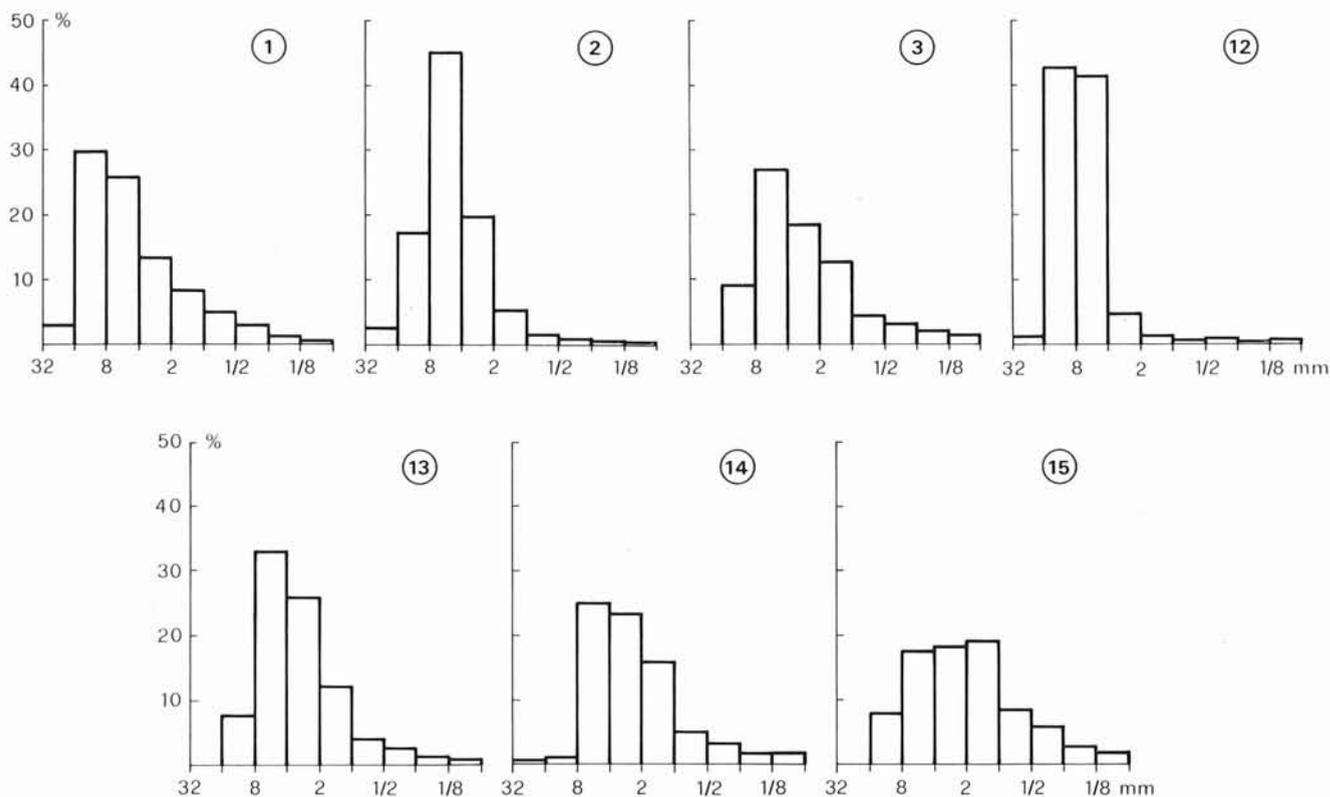


Fig. 15 - Istogrammi delle classi granulometriche per la serie di campioni di M. Valmontagnana (Marche). I numeri dei campioni sono gli stessi indicati nella fig. 14.

*Histograms of the grain-size classes of the samples of M. Valmontagnana (Marche). The numbers of the samples are the same as in fig. 14.*

pione 2. Gli strati « grassi » mostrano in tutto lo spettro granulometrico una scarsa selezione dei componenti, mentre in quelli « magri » tale selezione appare più notevole. Gli strati « magri » inoltre presentano un massimo secondario molto spiccato in corrispondenza della classe 64-32 mm; questo massimo tuttavia, dal punto di vista statistico, solleva delle perplessità poiché l'analisi granulometrica è stata effettuata su base ponderale e non di conteggio del numero dei componenti di ciascuna classe<sup>(9)</sup>. La mediana grafica, assunta come ulteriore test della tendenza centrale, a conferma delle indicazioni precedentemente desunte, fornisce per i campioni 1-3-5 valori caratteristici dei ciottoli medio-fini e ciottoli medi (32-16 mm), e per i campioni 2-4 valori attribuibili alla classe granulometrica dei ciottoli fini.

La fig. 16 evidenzia tanto nei campioni degli strati « grassi » quanto in quelli degli strati « magri » la presenza di due e tre subpopolazioni log-normali.

#### 4.6.3. Deposito presso Rubbio

Procedendo nell'ordine, i campioni 2-5-6-8 manifestano una progressiva consistenza della percentuale delle pezzature fini. Fatta eccezione per il campione 2, in cui

<sup>(9)</sup> Non vi è d'altronde nulla di strano nel trovare qualche elemento grossolano mescolato al detrito più minuto, dato lo stato di forte fratturazione della roccia in posto e l'inclinazione del pendio sovrastante.

si osserva una discreta classazione, gli altri forniscono una composizione granulometrica poco o mediocrementemente assortita. Gli istogrammi permettono le considerazioni interpretative seguenti: spiccata asimmetria nella distribuzione con eccesso di frazioni grossolane in generale, ed accenno ad un massimo secondario nei campioni 6 e 8 in corrispondenza delle sabbie finissime (1/8-1/16 di mm). La mediana grafica spazia in un intervallo granulometrico abbastanza contenuto: nei campioni 2 e 8 cade nel dominio dei ciottoli fini (8-4 mm) mentre nei campioni 5 e 6 cade in quello dei granuli (4-2 mm).

I tests di log-normalità indicano per i campioni in oggetto la comune esistenza di due subpopolazioni log-normali, di cui quella relativa alle frazioni più fini appare piuttosto male selezionata (fig. 16).

#### 4.6.4. Deposito di S. Anna d'Alfaedo

Anche in questo caso si distinguono subito nelle curve granulometriche gli strati « grassi » (campioni 1-3-4) da quelli « magri » (qui rappresentati dal solo campione 2). Gli istogrammi mettono in evidenza una distribuzione comunque unimodale. In particolare la classe modale dei campioni 1-3-4 è la medesima e corrisponde all'intervallo granulometrico proprio dei granuli (4-2 mm), mentre la classe modale del campione 2 è traslata verso l'estremità sinistra dello spettro granulometrico e corrisponde a clasti classificabili tra i ciottoli medio-fini (16-8

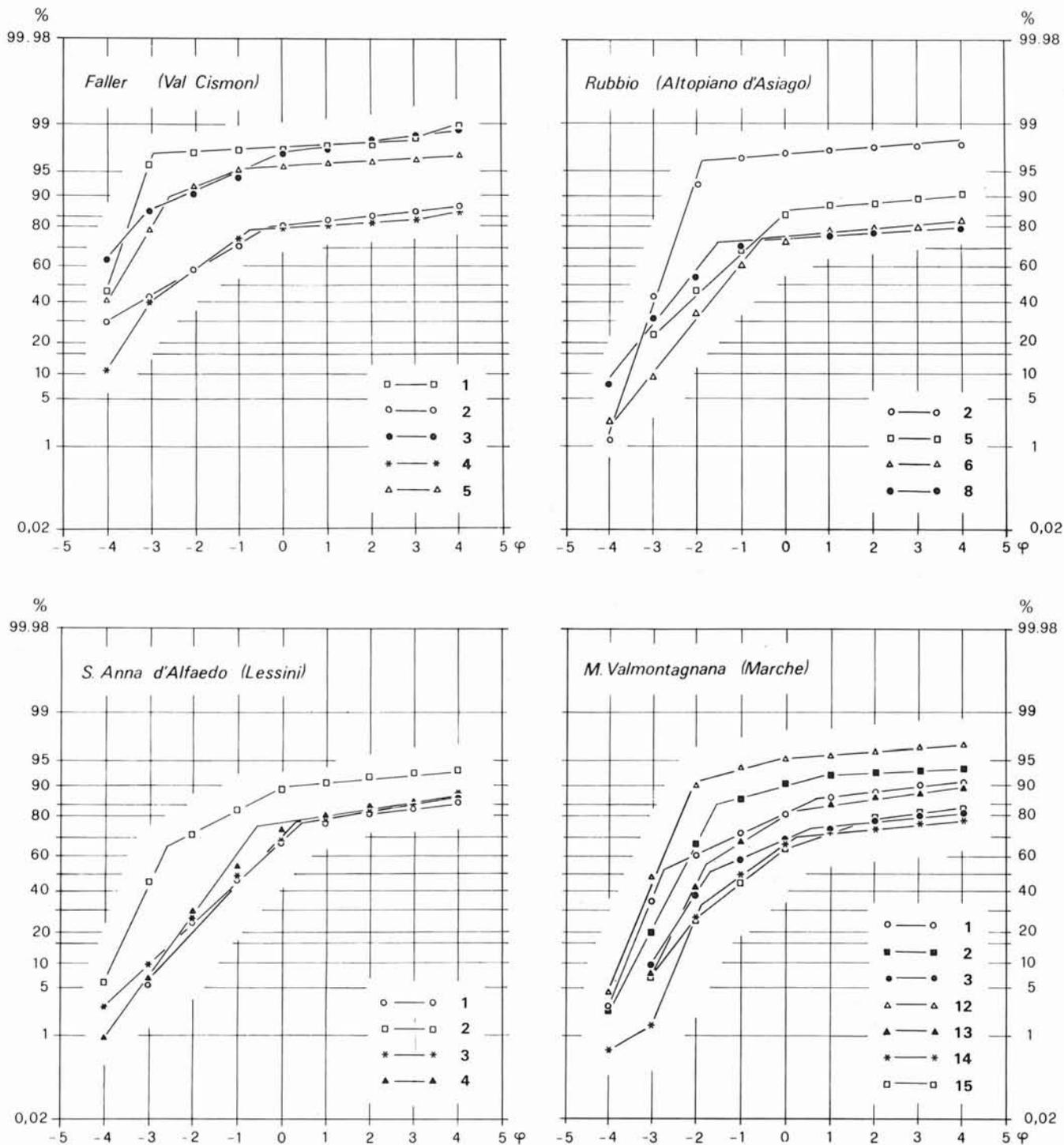


FIG. 16 - Curve granulometriche cumulative tracciate su carta logaritmico-probabilistica e usate come test di log-normalità della distribuzione granulometrica relativa all'intervallo compreso fra  $+4\phi$  e  $-4\phi$ .

Grain-size cumulative curves plotted on logarithmic-probability paper used as log-normality test of size composition within the  $+4\phi$  and  $-4\phi$  range.

mm). La mediana grafica cade nelle sabbie grossolane o molto grossolane (1-1/2 mm, 2-1 mm rispettivamente) per i campioni 1-3-4, e nei ciottoli fini (8-4 mm) per il campione 2.

La selezione in questi depositi è scarsa o scarsissima. La costante positività del coefficiente di asimmetria, se-

condo la formula di INMAN e FOLK (RICCI LUCCHI, 1973, p. 137), indica la presenza comune di una « coda » di materiali fini. L'accertamento visivo della log-normalità nella distribuzione granulometrica ha condotto al riconoscimento nei campioni 1-3-4 e nel campione 2 rispettivamente di due e di tre subpopolazioni log-normali (fig. 16).

#### 4.6.5. Deposito di M. Valmontagnana

Le curve cumulative illustrate in fig. 14 mostrano comportamenti abbastanza variabili: accanto a distribuzioni granulometriche tipiche dei cosiddetti strati « grassi » (campioni 3-14-15) e degli strati « magri » (campione 12), se ne individuano altri con caratteri intermedi (campioni 1-2-13). Dall'osservazione degli istogrammi (fig. 15) si rileva che le classi modali sono comprese nell'intervallo granulometrico dei ciottoli medio-fini e fini e dei granuli. Il solo campione 15 fa eccezione presentando la propria classe modale in corrispondenza delle sabbie molto grossolane (2-1 mm).

La fig. 16 pone in risalto come tre subpopolazioni log-normali compongano tutti i campioni degli strati magri e di quelli con caratteri intermedi, mentre quattro costituiscano prevalentemente quelli degli strati grassi.

L'entità delle frazioni superiori ai 16 mm risulta trascurabile ed in particolare nulla per i campioni 3-13-15 con un valore massimo del 4 % circa per il campione 12. Nel complesso prevale una distribuzione di tipo asimmetrico dovuta all'eccesso delle frazioni di taglia inferiore alla moda. I campioni 12-13-14-15, che sono stati raccolti rispettando la successione stratigrafica, forniscono la seguente sequenza: « magro », « misto », « misto-grasso », « grasso ». Altri campioni (8-9-10-11), raccolti secondo il criterio suesposto e non rappresentati in questa sede, sembrano riflettere un'analogia successione.

I tratti di curve cumulative relativi alle frazioni inferiori ad 1/16 di mm, mostrano andamenti quasi rettilinei a conferma di una distribuzione quantitativamente omogenea nelle componenti limosa ed argillosa *p.p.*, senza prevalenza di particolari classi. Tale tipo di distribuzione induce a ritenere che questi materiali fini, probabilmente derivati dalla degradazione della roccia, siano stati depositi dalle acque di ruscellamento verosimilmente in condizioni di tipo periglaciale. Si può al contrario escludere che processi di selezione e di trasporto eolico abbiano inciso in maniera rilevante nella costituzione di tali depositi; infatti le classi granulometriche più rappresentate nei loess (da 1/16 a 1/256 di mm) figurano qui in quantità percentualmente modeste (10-30 %) del totale della frazione inferiore al mm.

#### 5. CARATTERISTICHE DELLA ROCCIA IN RAPPORTO CON LA GELIVAZIONE

Le rocce madri da cui sono derivate le falde detritiche stratificate da noi descritte appartengono alle seguenti formazioni:

— il « Biancone » del Cretaceo inferiore e medio (Prealpi Venete),

— La « Scaglia Rossa Veneta » del Cretaceo medio-superiore (Prealpi Venete),

— La « Scaglia Rosata » e la « Scaglia Bianca » del Cretaceo superiore e dell'Eocene inferiore e medio *p.p.* (Appennino Umbro-Marchigiano).

Tutte e quattro queste formazioni sono costituite da calcari micritici, marnosi, in strati piuttosto sottili.

La componente marnosa è molto variabile, potendo in qualche livello prevalere su quella calcarea; essa può pre-

sentarsi o ben distribuita all'interno dei vari livelli, o concentrata in determinati livelli ed « interstrati ».

Ove la componente calcarea è più abbondante la troviamo spesso associata a noduli e lenti di selce grigia o rossa.

Le scaglette di gelivazione derivano da due tipi di livelli ben distinguibili e precisamente:

— livelli calcarei sottili, piuttosto omogenei dal punto di vista litologico, senza importanti discontinuità (in questo caso le impurità sono spesso concentrate negli « interstrati » fra un livello e l'altro); una minuta fratturazione suddivide la roccia, all'interno di ogni singolo livello, in tanti blocchetti di forma parallelepipedica (tipo caratteristico del Biancone, che per gelivazione origina più che vere e proprie scaglette una « ghiaia » grossolana di frammenti angolosi);

— livelli sottili e ben distinti, con all'interno numerose discontinuità in forma di « vene » laminari di impurità limose; nell'insieme queste discontinuità favoriscono il distacco di corpi calcarei lenticolari o lamellari (spessi da qualche mm a 1-2 cm), i quali poi spezzandosi originano le scaglette (tipo caratteristico della Scaglia che per questi suoi caratteri litologici potremmo definire un « Flaserkalk »; dall'attacco crioclastico della Scaglia deriva perciò un « ghiaino » di scaglette appiattite).

Quanto alla provenienza del materiale limoso o argilloso che troviamo mescolato al detrito nei livelli « grassi » esso poteva derivare:

a) in prevalenza, dalle componenti marnose delle rocce madri;

b) per via diretta o indiretta da altre rocce eventualmente presenti sul versante;

c) da suoli preesistenti nelle aree considerate;

d) da materiali di riempimento di fessure allargate per carsismo nelle rocce calcaree;

e) da apporti eolici.

In definitiva ci sembra che le falde detritiche stratificate siano in rapporto con rocce dai caratteri ben definiti, suscettibili alla microgelivazione. Non abbiamo osservato finora per formazioni calcaree diverse (come ad esempio quelle giurassiche delle Prealpi Venete, soggette a processi di meso e macrogelivazione) coperture detritiche di questo tipo. Recentemente sono stati segnalati nell'alto Appennino reggiano depositi (in parte simili ai nostri) derivati da rocce di tipo flysch (BERNINI & *alii*, 1978).

#### 6. DISTRIBUZIONE ED ETÀ DEI DEPOSITI OSSERVATI

Nulla vieta di pensare che falde detritiche come quelle ora descritte possano formarsi in condizioni assai varie purché vi sia un'abbondante produzione di materiale clastico adatto. Riteniamo che, nei casi sopra indicati, si tratti di formazioni pleistoceniche, di periodi freddi, perché non vi sono indizi di un accrescimento attivo nelle condizioni odierne, e perché tutto fa supporre condizioni ambientali ben più favorevoli di quelle attuali alla gelivazione, e al ruscellamento diffuso su superfici scoperte da vegetazione.

A parte i depositi studiati da TESSARI nel bacino alpino del Brenta, già glacializzato nel Würm, che possiamo ritenere tardo-würmiani, negli altri casi sopra descritti non abbiamo, per ora, indizi utili per determinazioni cronologiche precise; ma, da un lato lo scarso grado di cementazione, dall'altro la buona conservazione delle forme esterne ci fanno ritenere ben verosimile l'attribuzione all'ultimo periodo freddo del Würm, in accordo con gli autori francesi che se ne sono occupati. Non si sono trovate per ora quelle intercalazioni di paleosuoli che in Francia hanno consentito di precisare l'appartenenza di alcuni complessi edifici detritici a più d'una delle fasi fredde del Würm (GUILLIEN, 1973), ma nemmeno possiamo escludere che alcuni depositi vadano collocati più indietro nel tempo, ciò che del resto sembra accertato per altre falde detritiche, ben più cementate, non considerate in questo articolo.

La distribuzione in altitudine che, limitatamente ai pochi esempi finora segnalati<sup>(10)</sup>, varia a partire da poche centinaia di metri (Val Cismón) fin verso i 1700 m, non lascia per ora trarre molte conclusioni, se non nel senso di confermare la larga diffusione delle falde detritiche stratificate e la facilità con cui esse potevano formarsi, date certe condizioni climatiche generali e locali, combinate con l'esistenza di rocce adatte. L'esempio da noi studiato nell'Appennino si riferisce a versanti montuosi compresi fra 500 e 900 m circa; quindi ad altitudini non diverse da quelle delle falde detritiche segnalate nelle Alpi e Prealpi Venete.

Quanto all'orientamento, è forse interessante far rilevare la frequenza di falde detritiche stratificate su versanti esposti verso i quadranti meridionali; ma essendo noti alcuni esempi con esposizione diversa, come risulta del resto anche nel caso del M. Valmontagnana sopra descritto, ci sembra prematuro discutere più a fondo la questione.

Ci limitiamo per ora a richiamare lo scritto del TRICART, già citato: «... risulta che gli *éboulis ordonnés* sono una formazione di clima periglaciale attenuato. Non richiedono l'esistenza del *pergelisol*, perché basta un gelo moderato ma frequente. Sembra che la parte che ha la neve nella loro genesi vari da una regione all'altra secondo le diverse sfumature climatiche... ».

In definitiva ci sembra di poter affermare che la distribuzione delle falde detritiche descritte, analogamente a quanto osservato a proposito delle forme vive da *pergelisol* delle Alpi Orientali (FRITZ, 1977), sia stata condizionata dal clima in una dimensione molto generale, e in misura più rilevante dai caratteri litologici e orografici e dalle modificazioni delle coltri nevose invernali operate dal vento.

## 7. FENOMENI DI DEFORMAZIONE NEI DEPOSITI

Varie sezioni di cava lasciano vedere segni di deformazione nel corpo delle falde detritiche, che qui riasumiamo. Osservazioni come queste entro depositi qua-

ternari hanno interesse, almeno indiretto, nel quadro delle ricerche che si vanno conducendo sui problemi della neotettonica, anche se riteniamo probabile che le dislocazioni da noi osservate siano nella maggior parte fenomeni superficiali, legati all'assestamento delle falde detritiche piuttosto che alla neotettonica. È ben nota l'ambiguità, dal punto di vista interpretativo, di molti fenomeni riguardanti la giacitura dei depositi quaternari, e perciò riteniamo utile segnalare queste nostre osservazioni.

L'andamento irregolare degli strati detritici, con pieghe, piccole faglie, inclinazioni anomale, si possono spesso interpretare come dovuti ad assestamenti interni del deposito, conseguenti al peso stesso dei materiali che si andavano accumulando.

Le faglie che interessano il deposito di S. Anna (Lessini) sembrano attraversare l'intera falda detritica dall'alto al basso, e sono da mettere in relazione con l'instabilità del piano d'appoggio della falda stessa, costituito da Biancone assai marnoso. I movimenti sembrano qui posteriori alla formazione della falda.

Anche la curiosa struttura a « pieghe » di Lusiana (fig. 7), come si è detto, appare legata alla scarsa stabilità della roccia alla base.

La deformazione osservata in una cava del M. Valmontagnana, e precedentemente descritta (fig. 11), potrebbe essere stata determinata dal lento aprirsi di un crepaccio per un movimento del pacco di strati situato a valle. La presenza di strutture al suo interno e in particolare di quella a « staterelli verticali », fa ritenere probabile che tale movimento sia avvenuto in condizioni ambientali di tipo periglaciale.

## 8. ALCUNI TIPI DI FALDE DETRITICHE STRATIFICATE E LA MORFOLOGIA DEI VERSANTI

Il costituirsi di una falda detritica al piede d'un versante rientra nella tendenza del versante stesso ad assumere una forma complessivamente regolarizzata; le falde detritiche d'ambiente periglaciale stanno spesso a testimoniare un processo generale e piuttosto rapido di regolarizzazione dei versanti su rocce gelive (CASTIGLIONI, 1974). Occorre però precisare alcune situazioni diverse, quali risultano dagli esempi descritti in questo articolo e da altri non ancora studiati in modo particolareggiato. Si prescinde qui dal considerare l'evoluzione più recente, le variazioni ambientali intervenute al passaggio dal Pleistocene all'Olocene, l'eventuale ripresa di processi erosivi lineari, ecc.

A) Falde detritiche stratificate sotto alti versanti ripidi con balze rocciose: i caratteri delle rocce esposte, le modalità della caduta o dello slittamento per gravità spiegano la presenza nel deposito di ghiaia grossolana e di blocchetti, moderatamente selezionati, corrispondenti all'incirca al tipo *groizes*, in strati ad inclinazione variabile tra 20° e 35° (ad esempio vari casi descritti per la Val Cismón). Queste forme d'accumulo fanno passaggio ai comunissimi conii e falde detritiche, con materiali ancor più grossolani.

La forma regolarizzata del pendio soprastante non è raggiunta; ciò dipende dallo stadio evolutivo ancora poco avanzato, per cause strutturali o esogene (quelle che in

<sup>(10)</sup> Di altre località, ancora in corso di studio, ha fatto breve menzione uno di noi in una comunicazione (CASTIGLIONI, 1974).

generale tendono a creare un versante ripido, eventualmente solcato da canali, e a mantenerlo tale).

B) Falde detritiche a *grèzes litées* o a *groizes litées* associate ad un versante regolarizzato: esse dimostrano un'evoluzione più avanzata, anche perché la falda detritica talora riveste (con vario spessore) il versante stesso fin nella parte alta, cosicché le superfici rocciose effettivamente esposte alla gelivazione erano, alla fine, molto ridotte. L'esempio di Lusiana, che in sezione mostra la presenza di elementi grossolani più abbondanti nella parte basale rispetto a quella soprastante, sembra indicare il passaggio da una situazione di tipo A ad una situazione di tipo B.

C) Falde detritiche su superfici quasi sommitali, inclinate meno di 20°, con tracce di spianamento « a terrazzi »: è degno di nota il forte spessore del deposito di *grèzes litées* sulla parte sommitale del M. Valmontagnana, dove è poco esteso il « versante » retrostante. Anche per analogia con altri casi segnalati nella bibliografia, vien da pensare a un modellamento legato a *banchi di neve*, e alla formazione di *terrazzi di nivazione*.

D) Falde detritiche sotto una nicchia di nivazione: i caratteri della falda possono essere vari per forma e per materiali costituenti; la nicchia però tende a mantenersi, e quindi non c'è evoluzione diretta al versante regolarizzato. È forse il caso del versante Sud-Ovest del M. Valmontagnana, che non abbiamo studiato nei particolari.

E) Depositi di *grèzes litées* alla testata di vallette a fondo concavo: ci è noto un esempio sui Lessini, presso Velo Veronese (altitudine 1 050 m, esposizione a Sud-Est), che qui non abbiamo descritto; verso l'alto si passa a versanti in Biancone, che formano larghe gobbe tondeggianti, tanto comuni in questo tipo di roccia. Il riempimento delle vallette, contemporaneamente alla denudazione sugli ampi versanti convessi che le sovrastano, rientra in una generale tendenza alla uniformizzazione dei pendii.

F) Falde detritiche in posizione di sprone, o comunque appoggiate ad un versante convesso (in pianta), in luogo a prima vista poco atto al raccogliersi di detrito abbondante. Sono i casi di S. Anna d'Alfaedo e di Rubbio. Situazioni come queste, negli scritti di Y. GUILLIEN, sono di solito interpretate tenendo conto della presenza di banchi di neve in posizioni particolari. Ci limitiamo qui a segnalare il fatto.

#### BIBLIOGRAFIA

- AA. VV. (1976a) - *Dix ans de recherches au Centre de Géomorphologie*. Bull. Centre Géom. Caen, CNRS, 21, 94 pp.
- AA. VV. (1976b) - *Le périglaciaire en Bourgogne*. Bull. Assoc. Fr. Et. Quat., 13, 113-194.
- ASENSIO I. & GONZÁLES J. A. (1974) - *Presencia de « materiales detriticos ordenados » (grèzes litées) en el Valle del Tajuña (Carabaña-Villarejo de Salvanés)*. Estudios Geológicos, 30, 69-73.
- AUBRY M. P. & LAUTRIDOU J. P. (1974) - *Relations entre propriétés physiques, gélivité et caractères micro-structuraux dans divers types de roches: craies, calcaires crayeux, calcaire sublitographique, silice*. Bull. Centre Géom. Caen, CNRS, 19, 7-16.
- BASTIN B. & GUILLIEN Y. (1971) - *Approche palynologique des grèzes litées de Sonnevillie et d'Echoisy (Charente)*. C. R. Acad. Sc. Paris, 273, 2063-2066.
- BERGER H. (1967) - *Vorgänge und Formen der Nivation in den Alpen*. Buchreihe Landesmuseums Kärnten, 18, 91 pp.
- BERNINI M., CARTON A., CASTALDINI D. & CREMASCHI M. (1978) - *Segnalazione di un deposito di versante di tipo di « Grèzes Litées » a Sud di M. Prampa (Alto Appennino Reggiano)*. Gruppo Quat. Pad., 4, STEP, Parma, 153-162.
- BOENZI F. & PALMENTOLA G. (1975) - *Effetti di fenomeni periglaciali quaternari nella Calabria nord-occidentale*. Boll. Soc. Geol. It., 94, 871-875.
- CAILLEUX A. (1963) - *Processus supranivaux et grèzes litées*. Bulletin Peryglac., 12, 145.
- CAPELLO C. F. (1960) - *Terminologia e sistematica dei fenomeni dovuti al gelo discontinuo*. Mem. Studi Geogr. Univ. Torino, Fac. Magist., Ist. Geogr., 6 (a), 320 pp.
- CASADORO & alii (1976) - *Un deposito tardowürmiano con tronchi subfossili alle Fornaci di Revine (Treviso)*. Boll. Comit. Glac. It., ser. 2, 24, 22-64.
- CASTIGLIONI G. B. (1974) - *Importanza dei processi periglaciali nel Pleistocene per l'evoluzione del rilievo nelle Prealpi Venete*. Natura e Montagna, 21, 15-17.
- CENTAMORE E. & alii (1975) - *Note illustrative del F° 291, Pergola*. Servizio Geologico d'Italia, 40 pp.
- CORRÀ G. (1976) - *Attraverso i monti e le valli della Lessinia*. Itinerari Nat. Geogr. CAI, 12, 150 pp.
- DESPLANQUES H. (1969) - *Campagnes ombriennes. Contribution à l'étude des paysages ruraux en Italie centrale*. Colin, Paris, 574 pp.
- DEWOLF Y. & GUILLIEN Y. (1962) - *Les paléosols des grèzes françaises*. C. R. S. Séances Soc. Géol. France, 3, 90-91.
- DEWOLF Y., GUILLIEN Y. & JOLY F. (1967) - *Pour une carte de la nivation néowürmienne en Europe et en Méditerranée*. In: « L'évolution des versants », Symposium Liège-Louvain, Univ. de Liège, 123-127.
- DYLIK J. (1960) - *Rhythmically stratified slope waste deposits*. Bulletin Peryglac., 8, 21-30.
- EMBLETON C. & KING A. M. C. (1975) - *Periglacial Geomorphology*. Arnold, Londra, 203 pp.
- FRITZ P. (1977) - *Gesteinsbedingte Standorts- und Formen-Differenzierung rezenter Periglazialerscheinungen in den Ostalpen*. Mitt. Österr. Geogr. Ges., 118, 237-273.
- GABERT P. & LAUTRIDOU J. P. (1969) - *Gélifraction artificielle et gélifraction au cours du Quaternaire*. Méditerranée, 10, 293-312.
- GABERT P. & LAUTRIDOU J. P. (1970) - *Comportement au gel de quelques calcaires de la région d'Aix en Provence*. Bull. Centre Géom. Caen, CNRS, 6, 63-72.
- GUILLIEN Y. (1951) - *Les grèzes litées de Charente*. Rev. Géogr. Pyrénées Sud-Ouest, 22, 124-162.
- GUILLIEN Y. (1953) - *Interprétation générale des grèzes litées*. Bull. Soc. Géol. France, ser. 6, 3, 713-721.
- GUILLIEN Y. (1964) - *Grèzes litées et bancs de neige*. Geologie Mijnbouw, 43, 103-112.
- GUILLIEN Y. (1964) - *Les grèzes litées comme dépôts cyclothémiques*. Zeitschr. Geom., s. B., 5, 53-58.
- GUILLIEN Y. (1969a) - *Sables calcaires et étage subnival*. In: « Etudes sur le Quaternaire dans le Monde », 8<sup>e</sup> Congrès INQUA, Paris, 509-512.
- GUILLIEN Y. (1969b) - *La dynamique des grèzes litées*. In: « Livret - guide de l'excursion A4, 8<sup>e</sup> Congrès INQUA », Paris, 58-59.
- GUILLIEN Y. (1973) - *Grèzes litées et terres gréseuses*. In: « Le Quaternaire », 9<sup>e</sup> Congrès INQUA, Christchurch, 1973, CNRS, 101-104.
- GUILLIEN Y. (1974) - *Grèzes, loess, groizes entre Manche et Méditerranée*. C. R. Groupe Travail: Régionalisation du périglaciaire, Centre Géogr. Univ. « L. Pasteur », Strasbourg, 39-43.

- GUILLIEN Y. & LAUTRIDOU J. P. (1974) - *Conclusions des recherches de gélifraction expérimentale sur les calcaires des Charentes*. Bull. Centre Géom. Caen, CNRS, 19, 25-39.
- HAMELIN L. E. & COOK F. A. (1967) - *Le périglaciaire par l'image. Illustrated glossary of periglacial phenomena*. Travaux Doc. Centre Et. Nord., Quebec, 4, 238 pp.
- KELLETAT D. (1969) - *Verbreitung und Vergesellschaftung rezenter Periglazialerscheinungen im Apennin*. Göttinger Geogr. Abh., 48, 114 pp.
- LAUTRIDOU J. P. (1971) - *Conclusions générales des recherches de gélifraction expérimentale du Centre de Géomorphologie*. Bull. Centre Géom. Caen, CNRS, 9, 63-84.
- MATTANA U. (1974) - *Glacialismo e fenomeni periglaciali nel territorio delle Prealpi Venete*. Natura e Montagna, 21, 5-14.
- MATHIEU D. & PETIOT R. (1973) - *Essai d'une typologie des dépôts périglaciaires de versant dans le Jura bisontin*. Rev. Géom. Dyn., 22, 179-187.
- NANGERONI G. (1962) - *Les phénomènes périglaciaires en Italie*. Biuletyn Peryglac., 11, 57-64.
- NANGERONI G. (1964) - *Rapport sur les études et les travaux concernant les phénomènes périglaciaires apparus en Italie de 1956 à 1963*. Biuletyn Peryglac., 14, 60-65.
- NANGERONI G. (1973) - *Manto nevoso e morfologia*. In: «Atti della Tavola Rotonda sulla Geografia della neve in Italia», Boll. Soc. Geogr. It., suppl. 2 (ser. 10), 295-318.
- PETTIJOHN F. I. (1957) - *Sedimentary rocks*. Harper & Bros., New York, 718 pp.
- RAYNAL R. (1970) - *Les formations litées de versants en milieu périglaciaire. Contribution à une mise au point d'ensemble*. Acta Geogr. Lodziensia, 24, 371-387.
- RAYNAL R. (1973) - *Quelques vues d'ensemble à propos du périglaciaire pléistocène des régions riveraines de la Méditerranée occidentale*. Biuletyn Peryglac., 22, 249-256.
- RICCI LUCCHI F. (1973) - *Sedimentologia - Parte I: Materiali e tessiture dei sedimenti*. Coop. Libr. Univ., Bologna, 217 pp.
- SAURO U. (1974) - *Casi di dissimmetria climatica in vallette degli Alti Lessini*. Natura e Montagna, 21, 29-32.
- SOUCHEZ R. (1964) - *Sur la gélivation des calcaires et la genèse des grèzes litées*. C. R. Ac. Sc. Paris, 285, 3741-3743.
- ST-ONGE D. A. (1964) - *Les formes de nivation de l'île Ellef Ringnes; T.N.O.* Acta Geogr. Lovaniensia, 3, 287-304.
- ST-ONGE D. A. (1969) - *Nivation landforms*. Geol. Surv. Canada, 69-30, 12 pp.
- TESSARI F. (1973) - *Geomorfologia del bacino di Lamón, Val Cismón, Alpi Dolomitiche*. Mem. Museo Trid. Sc. Nat., 19 (2), 29-113.
- TRICART J. (1956) - *Etude expérimentale du problème de la gélivation*. Biuletyn Peryglac., 4, 285-318.
- TRICART J. (1967) - *Le modèle des régions périglaciaires*. In: «TRICART J. & CAILLEUX A., *Traité de Géomorphologie*», 2, Parigi, Sedes, 512 pp.
- WASHBURN A. L. (1973) - *Periglacial processes and environments*. Arnold, Londra, 320 pp.