

LA DEGRADAZIONE DEI VERSANTI NEL BACINO DEL SENTINO
(APPENNINO UMBRO-MARCHIGIANO)

RIASSUNTO

Sulla base della fotointerpretazione e dei rilevamenti sul terreno vengono illustrati e rappresentati cartograficamente gli aspetti principali della degradazione dei versanti dovuta alle acque di superficie ed ai movimenti di massa superficiali e profondi. Questi ultimi sono stati individuati per la maggior parte nelle formazioni terziarie e nei loro materiali di copertura. Nelle formazioni mesozoiche, prevalentemente calcaree, sono state individuate numerose e spesso imponenti paleofrane.

ABSTRACT

The main features of slope erosion due to surface waters and to superficial and deep mass movements are shown and cartographically represented on the basis of photo-interpretation and field surveys. Such mass movements have mostly been seen in tertiary formations and in their cover materials. In mesozoic formations, mainly calcareous, many ancient and even very large landslides, have been surveyed.

INTRODUZIONE

Il presente lavoro fa parte del programma di studi di geomorfologia applicata alla conservazione del suolo che l'Istituto di Geologia dell'Università di Camerino sta svolgendo da alcuni anni nella regione marchigiana. Esso riguarda il bacino del Sentino (alto Esino) ed ha per oggetto il rilevamento di dettaglio, la descrizione e la rappresentazione cartografica delle forme di *degradazione* dei versanti, cioè di quell'"insieme di processi che mediante il distacco ed il trasporto di materiali verso il basso, lavorano continuamente ad abbassare i rilievi e ad attenuare le ineguaglianze del suolo" (Franceschetti, 1962).

Le ricerche hanno avuto inizio nel 1972 e

sono proseguite negli anni seguenti. In una prima fase è stato svolto lo studio aerofotointerpretativo dell'area (1); le osservazioni aerofotografiche sono state successivamente controllate e completate mediante un sistematico e dettagliato rilevamento di campagna. Nello stesso tempo si è provveduto alla raccolta del maggior numero possibile di informazioni dagli abitanti delle aree interessate e dai locali uffici tecnici comunali (2), specie per quanto riguardava i movimenti franosi.

Particolarmente utili al lavoro sono stati i recenti rilevamenti effettuati dal Servizio Geologico d'Italia (1973 e 1975). Tali rilevamenti hanno fornito la base geologica indispensabile per l'interpretazione dei fenomeni geomorfologici rilevati sulle foto aeree e sul terreno.

CARATTERI GEOGRAFICI GENERALI

Il bacino del Sentino, affluente di sinistra dell'Esino, si sviluppa su di un'area planimetrica di kmq 265,7. Tale area ricade per la maggior parte nella regione marchigiana (comuni di Arcevia, Fabriano, Genga, Sassoferrato, Serra S. Abbondio) e solo per la porzione più a monte, nella regione umbra (comuni di Costacciaro, Gubbio e Scheggia-Pascalupo).

Per quanto riguarda l'aspetto orografico del bacino, possiamo distinguervi, da occidente ad oriente, quattro unità diverse:

a) - l'area collinare ad ovest di Costacciaro - Scheggia (che interessa solo una piccola parte del bacino);

b) - il complesso montuoso del M. Catria (m

(1) - È stata utilizzata la copertura aerofotografica alla scala 1:20.000 circa, del Ministero dell'Agricoltura e delle Foreste, Ispettorato Ripartimentale di Ancona.

(2) - Il rilevamento di campagna e la raccolta di informazioni sono stati completati nel giugno 1976. Si coglie l'occasione per ringraziare, oltre agli uffici tecnici comunali, quanti hanno cortesemente fornito informazioni utili al presente studio.

(*) - Istituto di Geologia, Università di Camerino - Lavoro eseguito nell'ambito del programma del C.N.R.: Ricerche di geomorfologia applicata nell'alto bacino dell'Esino. Contr. n. 72.00944.28 e n. 73.00034.05.

1701) che comprende, fra gli altri, i rilievi: Corno di Catria (m 1185), M. Prati di Nocera (m 868), M. le Costarelle (m 1152), M. della Strega (m 1276), M. Cilio (m 1121), M. Calvello (m 755), M. Fuori o Foria (m 1115), M. Motette (m 1331), M. le Gronde (m 1373), M. Cucco (m 1566), M. lo Spicchio (m 1200), M. Culumeo (m 1251), M. Testagrossa (m 1175);

c) - l'area collinare di Sassoferrato, interrotta dalla piccola dorsale di M. S. Croce (m 568) a Sud e dal rilievo di M. Castellaro (m 628) a Nord;

d) - la dorsale di M. Valmontagnana (m 936) alla quale appartengono i seguenti rilievi: M. Civitella (m 757), M. Frasassi (m 708), M. la Croce (m 782), M. Castellaro (m 643), M. S. Pietro (m 705), M. Predicatore (m 736) e M. Termine (m 802).

L'asta valliva del Sentino prende origine nella conca ad ovest di Costacciaro-Scheggia e, con andamento complessivo da ovest ad est, attraversa le unità suddette fino a confluire nell'Esino, poco a monte della Gola della Rossa, dopo un percorso di 42,6 chilometri.

Lo sviluppo del reticolo idrografico è condizionato da molteplici fattori quali le condizioni litologiche e strutturali del bacino, le acclività dei versanti, le caratteristiche climatiche e vegetazionali. Riportiamo di seguito alcuni tra i principali parametri morfometrici calcolati per il Sentino da Dramis & Gentili (1975b) alla scala 1:25.000.

Il bacino del Sentino risulta essere del 6° ordine, secondo il criterio di classificazione proposto da Strahler (1952), ed è quindi ben individuato nell'ambito del bacino principale (bacino dell'Esino) in quanto anche l'altra porzione, a monte della confluenza, è dello stesso ordine. La densità e la frequenza di drenaggio (Horton, 1945) assumono per il bacino i valori di 3,44 e 7,17 rispettivamente, aumentando progressivamente nei sottobacini di ordine inferiore. Il rapporto di rilievo (Schumm, 1956a) è 0,05 per l'intero bacino ed aumenta anch'esso progressivamente nei sottobacini di ordine inferiore.

CENNI DI CLIMATOLOGIA

Sulla base dei dati pluviometrici e termometrici del Ministero dei LL.PP. (1959, 1969 e 1951-70), possiamo affermare che le condizioni climatiche del bacino del Sentino sono quelle tipiche dell'area appenninica marchigiana, carat-

terizzate da buone piovosità (1000-1700 mm circa) e da temperature medie annue non troppo elevate (11-13 °C) che variano in funzione della posizione topografica, della esposizione, della quota.

Il regime pluviometrico dell'area è caratterizzato da un massimo principale in autunno (in novembre con 148,5 mm a Scheggia (3), 128,3 mm a Sassoferrato e 184,6 mm a Montelago) ed un minimo in estate (in luglio con 34,9, 53,9 e 59,2 mm rispettivamente alle stazioni di Scheggia, Sassoferrato e Montelago); un massimo secondario è rilevabile in febbraio. In inverno e agli inizi della primavera le precipitazioni hanno frequentemente carattere nevoso e danno origine ad un manto piuttosto persistente, specie alle quote più elevate.

Per quanto si riferisce alla temperatura, avendo a disposizione per il nostro bacino i soli dati della stazione di Scheggia, abbiamo preso in considerazione quelli della stazione di Fabriano (situata nel limitrofo bacino del Giano) che possiamo ritenere validi anche per la nostra area.

La temperatura media mensile più elevata si rileva in luglio con valori di 20,4 e 22,9 °C, la più bassa cade nel mese di gennaio con 3,4 e 3,7 °C per le stazioni di Scheggia e Fabriano rispettivamente; le escursioni termiche annue possono anche superare i 20 °C, valore caratteristico dei climi continentali. I valori assoluti della temperatura possono raggiungere i -20 °C in inverno ed i 40 °C in estate anche se, di norma, non scendono molto sotto 0 °C né superano di molto i 30 °C. I minimi assoluti si abbassano, come si capisce, con la quota, parallelamente alle progressive diminuzioni delle temperature medie mensili ed annue. Alle altitudini più elevate sono anche più accentuate le escursioni diurne alle quali, nella stagione fredda, sono legati numerosi cicli di gelo e disgelo.

L'evapotraspirazione potenziale nel bacino del Sentino varia tra 685 e 650 mm andando dalla foce verso le zone più interne e più elevate (Molinari, Lipparini & Bassi, 1971).

CENNI SULLA VEGETAZIONE

La vegetazione spontanea del bacino è costituita prevalentemente da foreste di caducifoglie (faggeto, querceto, orneto). A causa del conti-

(3) - I dati relativi alla stazione di Scheggia si riferiscono all'intervallo 1921-1962.

nuo disboscamento, effettuato soprattutto in passato, le aree boschive sono spesso degradate; fortunatamente in molte zone è già in atto l'opera di rimboschimento a conifere (Pedrotti ed altri, 1970).

Le sommità dei rilievi montuosi, soprattutto calcarei, sono ricoperte da pascoli e prati anch'essi spesso degradati, a causa dell'eccessiva attività pastorale (Pedrotti ed altri, 1970). Oliveti, vigneti, colture a cereali, barbabietola e girasole caratterizzano le superfici collinari e pedemontane, i terrazzi alluvionali ed i fondivalle.

Molte aree coltivate, specie sui pendii più acclivi, sono attualmente in stato di parziale o totale abbandono, con conseguente innesco di attivi processi di erosione del suolo (Gentili, 1975; Dramis & Gentili, 1975a).

Nella tabella 1 sono riportate le suddivisioni

TABELLA 1 - Distribuzione areale delle diverse associazioni vegetali

Associazioni vegetali	Area planimetrica in km ²	Area planim. in %
Campi	117,141	44,09
Boschi	100,801	37,94
Prati e Pascoli	29,066	10,94
Aree di rimboschimento	18,678	7,03
Totale	265,686	100,00

areali del bacino rispetto ai diversi tipi di copertura vegetale: bosco, prati e pascoli, rimboschimenti e campi (Dramis & Gentili, 1975a).

CARATTERI GEOLOGICI E GEOMORFOLOGICI GENERALI

Litostratigrafia

Il bacino del Sentino si sviluppa nei terreni di facies umbro-marchigiana. La successione stratigrafica ha inizio nel Lias inferiore e prosegue fino al Messiniano, considerando a parte le formazioni continentali quaternarie (alluvioni, detriti di falda, materiali eluviali ecc.).

Con riferimento all'intervallo Lias inferiore - Titonico inferiore, gli studi più recenti hanno portato a riconoscere accanto alla classica serie, di notevole spessore e depositatasi in mare aper-

to e relativamente profondo (*serie completa*), l'esistenza di altre successioni (*serie condensata* e *serie composte* Centamore ed altri, 1971; *successione ridotta* e *successione condensata* Jacobacci ed altri, 1974; Centamore ed altri, 1975) sedimentatesi sempre in mare aperto ma in corrispondenza di rilievi sottomarini, anche poco profondi, prodotti da una fase tettonica giurassica (Bernouilli, 1967; Centamore ed altri, 1969 e 1971; Centamore, Jacobacci & Martelli, 1973; Jacobacci ed altri, 1974; Centamore ed altri, 1975).

A partire dal Titonico superiore l'ambiente di sedimentazione diviene più uniforme per poi differenziarsi nuovamente nel Langhiano superiore con la formazione di due diverse aree di sedimentazione: *bacino umbro* più ad occidente e *bacino marchigiano* s.l. più ad oriente, separati dalla *dorsale umbro-marchigiana* (M. Catria - M. Cucco). Dopo il Tortoniano anche il *bacino marchigiano* s.l. si differenzia in due distinti bacini (*bacino marchigiano interno* e *bacino marchigiano esterno*) separati dalla *dorsale marchigiana* (Arcevia - Gola della Rossa).

Passiamo ora in rassegna le unità litostratigrafiche, procedendo dal basso verso l'alto, secondo la nomenclatura adottata da Jacobacci ed altri, 1974 e Centamore ed altri, 1975.

— *Calcarea massiccio* (Sinemuriano p.p. - Hettingiano). Si presenta con due facies. La prima, alla base della serie completa (*calcarea massiccio del Burano*), è essenzialmente micritica e affiora nella Valle delle Prigioni e all'Eremo del M. Cucco. La seconda, alla base delle *successioni ridotta e condensata* (*calcarea massiccio del M. Nerone*), mostra una tessitura più varia ed, in generale, maggiore porosità; essa affiora al Corno di Catria, al M. Cucco e alla Gola di Frasassi. Entrambe mostrano una stratificazione in bancate spesse fino a 10-15 metri (4).

La *successione completa* (che segue il *calcarea massiccio del Burano*) è la seguente :

— *Corniola* (Domeriano - Sinemuriano p.p.). E' costituita da calcari micritici, con liste e noduli di selce in strati spessi in media 40-50 centimetri, alternati a sottili livelli argillosi o marnosi. Sono presenti anche strati detritici, potenti fino a 2 metri, e *slumps* intraformazionali. Mostra spessori sempre superiori a 100 metri.

— *Calcari e marne del Sentino* (Toarciano

(4) — Le due unità sono state unificate, nella carta in tav. 1, sotto la denominazione comune di *calcarea massiccio*.

p.p. - Domeriano p.p.) (5). Si tratta di una unità potente tra 40 e 100 metri, costituita da calcari stratificati, per lo più finemente detritici, e calcari marnosi ben stratificati, alternati a marne, spesso prevalenti.

– *Formazione del Bosso* (Bathoniano - Toarciano p.p.). E' un'unità della potenza media di 40-50 metri, costituita in prevalenza da marne policrome con intercalazioni di strati calcareo-marnosi, nodulari nella porzione inferiore (*rosso ammonitico*).

– *Calcari diasprini umbro-marchigiani* (Titonico inferiore - Calloviano). Si tratta di una sequenza di calcari, calcari selciferi e selce (prevalente soprattutto nella porzione intermedia dell'unità), in strati dello spessore medio di 10 centimetri. La potenza complessiva varia da 60 a 100 metri.

La *successione completa* affiora al M. Catria, tra Scheggia e il Corno di Catria, nella Valle delle Prigioni e al M. Cucco.

La *successione condensata* (che segue il *calcare massiccio del M. Nerone*) è costituita da una sequenza continua di strati calcareo marnosi, per la maggior parte nodulari, alternati a sottili livelli marnosi, in qualche punto prevalenti. Affiorano sopra la gola di Frasassi, al M. Catria e al M. Cucco con una potenza massima di poche decine di metri.

La *successione ridotta* è costituita da litofacies nodulari oppure da litofacies della *successione completa*, sempre poggianti sul *calcare massiccio del M. Nerone*. E' ovunque presente una lacuna di sedimentazione.

Come si è detto, con il Titonico superiore (e fino al Langhiano superiore) le condizioni di sedimentazione divengono uniformi. I termini successivi, comuni a tutto il bacino, sono dunque i seguenti:

– *Maiolica* (Titonico superiore - Aptiano p.p.). E' costituita da calcari micritici con liste e noduli di selce, in strati di 30-40 centimetri. Raggiunge, in generale, uno spessore di 500 metri. Dove però la *maiolica* segue la *successione condensata*, lo spessore non supera i 100 metri e sono presenti intercalazioni dolomitiche. Affiora ampiamente sulle dorsali M. Catria - M. Cucco e M. della Strega - Pian Cerreto e tra Colle Ameno (Rocchetta) e Monticelli.

– *Marne a fucoidi* (Cenomaniano p.p. - Aptiano p.p.). E' un'unità prevalentemente marno-

sa nella porzione inferiore (40-50 metri di spessore) e calcareo-marnosa, ben stratificata, nella porzione superiore (60-70 metri di spessore). Affiora con notevole continuità lungo tutte le dorsali.

– *Scaglia bianca e rosata* (Luteziano p.p. - Cenomaniano) (6). Si tratta di un potente complesso (fino a 400 metri di spessore) costituito da calcari con selce, calcari marnosi e marne. Complessivamente le porzioni inferiore e superiore sono più calcaree, mentre la parte intermedia è più marnosa. Gli affioramenti sono molto estesi e continui su tutti i principali rilievi.

– *Scaglia variegata e cinerea* (Cattiano - Luteziano p.p.) (7). Sono costituite da un'alternanza di marne calcaree, marne, marne argillose e, subordinatamente, calcari marnosi. La porzione inferiore del complesso presenta una più elevata componente calcarea; la porzione superiore è prevalentemente argillosa. La stratificazione in genere non è netta; è presente un accentuato clivaggio che caratterizza in particolare la *scaglia cinerea*. Lo spessore complessivo varia tra i 100 e i 200 metri. Gli affioramenti si estendono ampiamente sui fianchi delle dorsali.

– *Bisciario* (Langhiano p.p. - Aquitaniano). E' costituito da calcari scuri con selce, calcari marnosi, marne e marne argillose variamente alternanti, con potenza complessiva compresa tra 40 e 100 metri. Affiora diffusamente nell'area collinare di Sassoferrato e, subordinatamente, nella zona di Pascelupo.

– *Schlier* (Tortoniano - Langhiano p.p.). Si tratta di marne argillo-siltose in prevalenza, di argille marnose, con rare intercalazioni calcareo-marnose. La stratificazione è, in generale, molto sottile e il clivaggio accentuato. Lo spessore, nel *bacino marchigiano interno*, dove affiora su vaste aree e dove passa, verso l'alto, alla *formazione gessoso-solfifera*, raggiunge i 400 metri; nella zona di Scheggia (*bacino umbro*), dove passa alla *formazione marnoso-arenacea*, è di poche decine di metri.

– *Formazione marnoso-arenacea* (Serravalliano p.p. - Langhiano p.p.). E' costituita da un'alternanza di strati arenacei e marnoso-siltosi di vario spessore, con potenza complessiva non su-

(6) – Si tratta in realtà di due formazioni distinte (*scaglia bianca* e *scaglia rosata*). Nel presente lavoro sono state unificate per l'affinità litologica.

(7) – Le due formazioni (*scaglia variegata* e *scaglia cinerea*) sono state, nel presente lavoro, unificate.

(5) – Nella zona di M. Cucco l'età della formazione arriva fino al Calloviano.

periore a 500 metri. Affiora esclusivamente nel bacino umbro, ad occidente della dorsale M. Catria - M. Cucco.

– *Marne e arenarie di M. Vicino* (Tortoniano p.p.). Si tratta di marne e argille siltose, con rare intercalazioni arenacee, alla base e al tetto e di arenarie stratificate, con intercalazioni marnoso-siltose, nella parte mediana. Affiorano nella estremità orientale del bacino, al di sopra della *formazione marnoso-arenacea*. Gli spessori sono superiori ai 250 metri.

– *Formazione gessoso-solfifera* (Messiniano p.p.). E' costituita da un complesso di marne, marne siltose, talora bituminose, diatomiti, calcari, gessi e arenarie, variamente associati, con potenza complessiva di circa 100 metri. Affiora su aree limitate ai margini settentrionale e meridionale del bacino, ad oriente della dorsale M. Catria - M. Cucco.

– *Argille a colombacci* (Messiniano p.p.). Sono costituite da argille e argille-siltose con sottili intercalazioni calcaree evaporitiche (“colombacci”). Hanno uno spessore modesto e affiorano al di sopra della *formazione gessoso-solfifera* in località San Giovanni (a nord-est di Sassoferrato).

– *Arenarie di Monte Turrino* (Messiniano p.p.). Si tratta di arenarie massive, in strati discontinui e di spessore variabile, affioranti al di sopra delle *argille a colombacci*. La potenza complessiva è di circa 50 metri.

– *Alluvioni antiche, recenti e attuali. Depositi fluvio-lacustri*. Si tratta di depositi ciottolosi poligenici, con o senza matrice sabbiosa, con lenti e orizzonti francamente sabbiosi e argillosi disposti su più livelli, dagli alvei fluviali attuali (alluvioni attuali) fino a oltre 40 metri al di sopra degli stessi (depositi fluvio-lacustri più antichi). Si rinvencono, anche su vaste aree, lungo il Sentino e i suoi principali affluenti. Depositi alluvionali caratterizzati da granulometria eterometrica e da ridotto arrotondamento degli elementi sono quelli legati alle conoidi di deiezione, anche molto ampie (Palazzo Stella) e spesso incise più o meno profondamente dai corsi d'acqua attuali.

– *Detriti di falda e frana*. Nel bacino sono presenti spesse e vaste coltri detritiche eluviali e colluviali o derivanti dalla degradazione franosa. In questo secondo caso si tratta di materiale tipicamente eterometrico e spesso caotico. Al primo caso appartengono potenti ed estesi detriti antichi più o meno stratificati e cementati, prodotti dalla gelifrazione. Tale processo è stato particolarmente attivo durante le fasi climatiche

più fredde del Pleistocene, allorché si avevano condizioni di clima periglaciale fino a quote di poche centinaia di metri (Tricart, 1967). I materiali accumulati, dalla caratteristica forma a spigoli vivi e appiattiti, sono derivati essenzialmente dai versanti calcarei e possono costituire coltri potentissime, tali da obliterare più o meno completamente incisioni o cavità preesistenti sui versanti stessi (Dramis & Gentili, 1975b).

Nella tabella 2 sono riportate, per ogni for-

TABELLA 2 - Distribuzione areale delle diverse formazioni litologiche affioranti nel bacino del Sentino

FORMAZIONI	Area planim. in km ²	Area planim. in %
Calcere massiccio	4,770	1,79
Formazione del Bugarone	0,652	0,24
Successione ridotta	0,138	0,05
Corniola	1,210	0,46
Calcari e marne del Sentino	1,110	0,42
Formazione del Bosso	0,696	0,26
Calcari diasprini umbro-marchigiani	2,835	1,07
Maiolica	27,100	10,20
Marne a fucoidi	5,410	2,04
Scaglia bianca e rosata	60,185	22,65
Scaglia variegata e cinerea	36,440	13,72
Bisciario	7,365	2,77
Schlier	26,250	9,88
Formazione marnoso-arenacea	5,940	2,24
Marne di M. Vicino	1,340	0,50
Arenarie di M. Vicino	2,175	0,82
Formazione gessoso-solfifera	1,348	0,51
Argille a Colombacci	0,821	0,31
Arenarie di M. Turrino	0,685	0,26
Alluvioni attuali recenti e terrazze	25,800	9,71
Detriti	53,416	20,10
Totale	265,686	100,00

mazione descritta in precedenza, l'area planimetrica complessiva e la percentuale di affioramento rispetto alla superficie totale del bacino.

Suoli

I suoli che ricoprono i versanti nel bacino del Sentino possono essere riferiti essenzialmente a due tipi principali: i *suoli bruni calcarei con epi-*

pedon ocrico ed i *rendzina neri forestali sottili*.

I primi si rinvencono in pianura o su versanti dolcemente inclinati e possono raggiungere profondità notevoli. Il substrato roccioso è costituito in prevalenza dalle formazioni a base argilloso-marnosa del Terziario (*schlier, bisciaro, scaglia variegata e cinerea*) e dai depositi alluvionali terrazzati, ma anche da formazioni calcaree (*scaglia bianca e rosata*) a quote non elevate e con pendii dolci. Questi suoli sono in massima parte coltivati e presentano spesso, per tale motivo, gli orizzonti A e B tra loro rimescolati.

Una varietà di *suolo bruno calcareo*, caratterizzata da un notevole contenuto di argilla di tipo montmorillonitico negli orizzonti A e B, con crepacciature e con struttura poliedrica grossolana, si rinviene prevalentemente in corrispondenza degli affioramenti della formazione marnoso-arenacea.

I *rendzina neri forestali sottili* si trovano su rocce calcaree (*scaglia bianca e rosata, maiolica ecc.*) sotto copertura boschiva e non raggiungono i 50 centimetri di spessore. Sono molto ricchi di sostanza organica e poveri di argilla.

Un *rendzina iniziale*, litocromico, dal caratteristico colore rossastro, dovuto agli ossidi di ferro contenuti nel substrato sottostante, si rinviene a luoghi sulla *scaglia rosata* e sulla *scaglia variegata e cinerea*. Un *rendzina brunificata*, nel quale la messa a coltura ha determinato il differenziarsi di un orizzonte B, si rinviene invece in alcune aree coltivate.

Dove l'acclività è molto forte non si rinvencono suoli e affiora direttamente il substrato roccioso. Lo stesso avviene sulle superfici di origine recente, quali molti accumuli e nicchie di frana e negli alvei attuali.

Lineamenti strutturali

L'assetto strutturale dell'area è caratterizzato da una successione di pieghe più o meno complesse con asse diretto da NW-SE a NNW-SSE. Queste sono, procedendo da ovest ad est:

- a) - depressione strutturale ad ovest di Costacciaro - Scheggia costituita da diverse pieghe tra le quali fa spicco la sinclinale di M. Vicino;
- b) - anticlinorio di M. Catria - M. Cucco;
- c) - ampio sinclinorio di Sassoferrato, interrotto al centro e al margine orientale dalle anticlinali di M. S. Croce - Sassoferrato e M. Frasassi - Colle Termine;
- d) - anticlinorio di Arcevia - Gola della Rossa.

Le unità descritte, nelle grandi linee, concordano con le strutture sinsedimentarie (bacini e dorsali sottomarine) già delineatesi durante l'evoluzione dell'area di sedimentazione (Centamore ed altri, 1975).

Come si è accennato, già durante la deposizione dello *schlier*, tale area era suddivisa in due bacini, separati dalla *dorsale umbro-marchigiana* (M. Catria - M. Cucco): il *bacino umbro* e il *bacino marchigiano s.l.* Quest'ultimo, dopo il Tortoniano, si smembrava ancora in due bacini, separati dalla *dorsale marchigiana* (Arcevia - Gola della Rossa): il *bacino marchigiano esterno* ad oriente ed il *bacino marchigiano interno* ad occidente, interrotto da dorsali minori (Centamore, Jacobacci & Martelli, 1973; Jacobacci ed altri, 1974; Centamore ed altri, 1975).

Gli anticlinori di M. Catria - M. Cucco e di Arcevia - Gola della Rossa corrispondono alle dorsali *umbro-marchigiana* e *marchigiana*; i sinclinori di Costacciaro - Gualdo Tadino e di Sassoferrato, ai bacini *umbro* e *marchigiano interno*.

Nelle dorsali (in particolare in quella *umbro-marchigiana*) al carattere plicativo della copertura, costituita in genere dalle formazioni stratificate comprese tra la *corniola* e la *scaglia bianca e rosata* fa riscontro di solito, in profondità, un nucleo costituito da *calcare massiccio*, dislocato da faglie in parte risalenti al Giurassico. Queste ultime hanno determinato, in zone contigue a diversa subsidenza, la sedimentazione delle successioni *ridotta, condensata e completa*. A tettonica gravitativa andrebbero imputate le strutture fittamente piegate che caratterizzano talora le formazioni situate al di sopra delle *marne a fucoidi*.

Associate alle strutture plicative si rinvencono spesso faglie ad andamento appenninico, talvolta molto estese, interessanti i fianchi delle dorsali ed il *bacino marchigiano interno*. Un sistema di faglie ad andamento perpendicolare al precedente e spesso a rigetto orizzontale, provoca talora delle forti dislocazioni. Importante ugualmente per le dislocazioni prodotte, è un sistema di faglie ad andamento compreso tra N-S e NNE-SSW che si manifesta a luoghi, dando origine a strutture particolari (Corno di Catria, Genga, Monte Cucco).

Assetto morfologico generale

Nel bacino del Sentino, esiste una generale

conformità tra elementi strutturali ed elementi morfologici. Le strutture anticlinali corrispondono infatti, come si è visto, ai principali allineamenti montuosi mentre ai sinclinori corrispondono depressioni morfologiche articolate in rilievi collinari.

Inversioni di rilievo si hanno in corrispondenza delle arenarie di Monte Vicino e delle arenarie di Monte Turrino che costituiscono i termini marini più recenti rispettivamente del bacino umbro e del bacino marchigiano interno.

Un aspetto morfologico di particolare interesse per i suoi riflessi sui processi di degradazione è l'acclività dei versanti. Questa è condizionata oltre che dall'evoluzione geomorfologica generale dell'area, da numerosi fattori (litologici, strutturali, climatici, vegetazionali) tra i quali assumono particolare importanza quelli litologici.

In tabella 3 sono riportate, per ogni formazione, i valori assoluti e percentuali delle aree complessive di affioramento, comprese nelle diverse classi di acclività (I: 0-5 per cento; II: 5-10 per cento; III: 10-20 per cento; IV: 20-40 per cento; V: 40-60 per cento; VI: 60-100 per cento; VII: maggiore del 100 per cento) (Dramis & Gentili 1975a).

Il reticolo idrografico presenta assetti diversi in relazione alle differenti situazioni litologiche, strutturali, topografiche e vegetazionali. Un indice della dissezione delle varie aree litologicamente omogenee è la frequenza areale di drenaggio (Dramis & Gentili, 1975a). Nella tabella 4 sono riportati i valori del parametro per le diverse classi litologiche.

L'attività erosiva dei vari tratti di reticolo è spesso particolarmente accentuata nelle porzioni di testata ma non mancano tratti di ordine superiore che si trovano in fase di attiva incisione.

LA DEGRADAZIONE DEI VERSANTI

I principali processi che presiedono alla degradazione dei versanti nel bacino del Sentino sono i ruscellamenti e i movimenti di massa.

Nei primi l'agente dinamico principale è rappresentato dalle acque correnti di superficie che prendono in carico le particelle generate dai processi di meteorizzazione e pedogenesi e le portano verso il basso accumulandole, per un tempo più o meno lungo, alla base dei versanti o distribuendole al sistema permanente di drenaggio.

L'attività di tali acque non si limita alla semplice asportazione del materiale sciolto ma, per

mezzo dello stesso, produce un'azione erosiva che può condurre all'incisione del substrato roccioso; alle acque superficiali è inoltre legata una sensibile azione dissolutrice che lascia tracce evidenti, in particolare, sui versanti calcarei nudi e caratterizzati da forte acclività (Smith & Albritton, 1941).

Nei movimenti di massa l'acqua interviene invece, essenzialmente, come agente preparatore mentre l'agente dinamico principale è la gravità che, con meccanismi diversi, determina il distacco e la discesa in massa dei materiali costituenti i versanti.

L'acqua di infiltrazione può produrre infatti in tali materiali, per variazioni dei livelli piezometrici, diminuzioni delle tensioni superficiali e aumenti delle pressioni interstiziali che si riflettono direttamente su una diminuzione dell'attrito interno e della coesione. In conseguenza di quanto detto diminuisce nel versante la resistenza al taglio e si alterano più o meno profondamente le sue condizioni di equilibrio statico, rese ancora più critiche dall'aumento di peso specifico prodotto anch'esso dalle acque di infiltrazione. Una diminuzione della resistenza al taglio può essere anche determinata per dissoluzione delle sostanze cementanti o per alterazione chimica o chimico-fisica dei minerali costituenti il materiale stesso (Terzaghi & Peck, 1967).

Nel caso delle rocce calcaree la dissoluzione chimica profonda produce un allargamento delle fessure preesistenti e può condurre alla formazione di canali sotterranei, cavità, grotte. Tali forme si rilevano soprattutto nel calcare massiccio (Gola di Frasassi, M. Cucco), in relazione alla sua forte porosità primaria (Passeri, 1972) e, subordinatamente, negli altri affioramenti calcarei (maiolica, scaglia bianca e rosata ecc.).

Una particolare azione di allentamento dei legami e della coesione delle masse rocciose è dovuta alla gelifrazione che si esplica, nella nostra area, su rocce nude, specialmente in alta quota, e che da origine a detriti di granulometria varia e dalla caratteristica forma appiattita, che ricoprono le porzioni più alte dei rilievi o, più spesso, si accumulano alla base dei versanti.

Oltre ad esercitare le azioni suddette l'acqua induce squilibri nei versanti allorché, per erosione, determina un allungamento del pendio o un aumento dell'angolo dello stesso (scalzamento al piede). Tali variazioni producono infatti un aumento dello sforzo di taglio (Terzaghi & Peck, 1967). Lo scalzamento al piede può essere dovuto anche ad altri fenomeni erosivi e spesso, all'

TABELLA 3 - Distribuzione delle diverse formazioni affioranti nell'ambito delle diverse classi di acclività

CLASSI DI ACCLIVITA'	I - (0-5%)		II - (5-10%)		III - (10-20%)		IV - (20-40%)		V - (40-60%)		VI - (60-100%)		VII - (100%)	
	A (km ²)	A (%)	A (km ²)	A (%)	A (km ²)	A (%)	A (km ²)	A (%)	A (km ²)	A (%)	A (km ²)	A (%)	A (km ²)	A (%)
Calcare massiccio	—	—	—	—	0,012	0,25	0,128	2,68	0,632	13,25	2,536	53,16	1,462	30,65
Formazione del Bugarone	—	—	0,004	0,61	0,015	2,30	0,272	41,72	0,249	38,19	0,112	17,18	—	—
Successione ridotta	—	—	—	—	—	—	—	—	0,029	21,02	0,109	78,98	—	—
Corriola	0,005	0,41	—	—	0,015	1,24	0,040	3,31	0,260	21,49	0,834	68,93	0,056	4,62
Calcarei e marne del Sentino	0,004	0,36	—	—	0,032	2,88	0,145	13,06	0,495	44,60	0,418	37,66	—	—
Formazione del Bosso	—	—	0,006	0,86	0,003	0,43	0,037	5,32	0,363	52,15	0,287	41,24	—	—
Calcarei diasprini umbro-marchigiani	—	—	—	—	0,025	0,88	0,026	0,92	0,609	21,48	2,112	74,50	0,063	2,22
Maiolica	0,336	1,24	1,275	4,70	3,659	13,50	5,019	18,52	7,181	26,50	9,207	33,97	0,441	1,67
Marne a fucoidi	—	—	—	—	0,350	6,47	2,303	42,57	2,389	44,16	0,346	6,39	0,022	0,41
Scaglia bianca e rosata	0,630	1,05	2,689	4,46	6,748	11,21	10,408	17,29	21,488	35,72	17,958	29,84	0,264	0,43
Scaglia variegata e cinerea	0,534	1,46	3,376	9,26	9,454	25,94	12,042	33,05	7,261	19,92	3,720	10,23	0,053	0,14
Bisciaro	0,634	8,61	0,496	6,73	2,163	29,37	3,238	43,96	0,801	10,86	0,033	0,47	—	—
Schlier	2,825	10,76	3,916	14,92	9,411	35,85	6,721	25,60	3,376	12,87	—	—	—	—
Formazionemarnoso-arenacea	0,011	0,18	0,158	2,66	1,827	30,76	3,124	52,59	0,790	13,30	0,030	0,51	—	—
Marne di M. Vicino	0,016	1,19	0,064	4,78	0,653	48,73	0,592	44,18	0,015	1,12	—	—	—	—
Arenarie di M. Vicino	—	—	0,027	1,24	0,212	9,75	1,506	69,24	0,430	19,77	—	—	—	—
Formazione gassoso-solfifera	0,041	3,04	0,055	4,08	0,633	46,96	0,521	38,65	0,098	7,27	—	—	—	—
Argille a Colombacci	—	—	0,047	5,73	0,358	43,60	0,416	50,67	—	—	—	—	—	—
Arenarie di M. Turrino	—	—	0,056	8,18	0,158	23,07	0,373	54,45	0,077	11,24	0,021	3,07	—	—
Alluvioni attuali, recenti e terrazzate	4,214	16,33	4,516	17,50	7,602	29,47	4,061	15,74	3,137	12,16	2,270	8,80	—	—
Detriti	1,352	2,53	4,427	8,29	9,696	18,15	14,275	26,72	15,578	29,16	8,087	15,15	—	—

intervento umano, che modifica il profilo dei versanti per l'impostazione di manufatti (strade, edifici, cave, ecc.).

Un aumento dello sforzo di taglio è dovuto, inoltre, all'accumulo sui versanti di materiali per cause naturali o antropiche.

Particolare importanza, per gli effetti che può produrre, riveste l'attività sismica che ha interessato il bacino a più riprese, anche in tempi recenti (Baratta, 1896 e 1936; De Panfilis, 1959). Le sollecitazioni sismiche possono infatti determinare nei materiali del versante il superamento dell'attrito di primo distacco con conseguente rottura e caduta di masse ad equilibrio instabile o prossime all'instabilità, specie lungo superfici di scorrimento preesistenti (Melidoro & Guerricchio, 1969).

Effetti analoghi possono produrre vibrazioni artificiali quali quelle dovute al traffico stradale o ferroviario. Tali vibrazioni sono caratterizzate da una energia enormemente più ridotta di quella dei sismi ma da una frequente ricorrenza, specie lungo le direttrici principali.

Le forme dovute a *ruscellamento*, in base alla loro intensità e profondità e quindi alla loro incidenza sull'asportazione del suolo, sono state da noi suddivise in:

- *ruscellamenti embrionali*;
- *ruscellamenti concentrati*;
- *aree denudate per ruscellamento*.

Le forme dovute a *movimenti di massa* sono state distinte in:

- *movimenti superficiali*;
- *movimenti profondi (frane)*.

I primi riguardano un modesto spessore di suolo o di roccia direttamente affiorante; i secondi, masse di suolo o di substrato roccioso anche molto cospicue.

DEGRADAZIONE PER RUSCELLAMENTO

Il fenomeno del ruscellamento costituisce un normale processo di degradazione dei versanti (*erosione geologica* – Soil Conservation Society of America, 1970; Romagnoli, 1971).

L'incisione dei rivoli, a parità di acqua meteorica disponibile, dipende dall'infiltrazione profonda e quindi dalla permeabilità dei suoli e delle rocce sottostanti, dall'acclività e dalla lunghezza dei versanti, dalle condizioni bioclimatiche locali (esposizione, altitudine, copertura vegetale, ecc.) che regolano l'entità dell'evapotraspirazione e dall'erodibilità del terreno (condizionata anch'essa dal tipo di copertura vegetale).

TABELLA 4 - Valori della frequenza areale di drenaggio (Fa) per le diverse formazioni affioranti nel bacino del Sentino

FORMAZIONI	Area (km ²)	Area %	Fa
Calcare massiccio	4,770	1,83	5,87
Formazione del Bugarone	0,652	0,21	9,20
Successione ridotta	0,138	0,05	17,25
Corniola	1,210	0,42	4,13
Calcari e Marne del Sentino	1,110	0,42	9,00
Formazioni del Bosso	0,696	0,26	5,74
Calcari Diasprini Umbro - Marchigiani	2,835	1,11	8,81
Maiolica	27,100	10,18	5,16
Marne a Fucoidi	5,410	2,04	11,64
Scaglia Bianca e Rosata	60,185	22,85	7,69
Scaglia Variegata e Cinerea	36,440	13,70	11,88
Bisciaro	7,365	2,76	7,46
Schlier	26,250	9,80	10,28
Formazione Marnoso-Arenacea	5,940	2,24	11,95
Marne di M. Vicino	1,340	0,50	7,46
Arenarie di M. Vicino	2,175	0,78	6,89
Formazione Gessoso-Solfifera	1,348	0,47	8,16
Argille a Colombacci	0,821	0,31	18,27
Arenarie di M. Turrino	0,685	0,26	17,51
Alluvioni attuali, recenti e terrazzate	25,800	9,71	3,22
Detriti	53,416	20,10	5,48

I rivoli tendono poi, sulla base di leggi statistiche, a confluire tra loro, dando origine ad incisioni sempre più ricche di acqua e più stabili nel tempo (Dramis & Gentili, 1975a).

Un locale e continuo intensificarsi del fenomeno del ruscellamento (*erosione accelerata* — Soil Conservation Society of America, 1970; Romagnoli, 1971) rappresenta l'effetto di una alterazione dell'equilibrio morfoclimatico (Tricart, 1962) che, nelle aree a clima temperato, può condurre alla progressiva eliminazione della copertura del suolo e della vegetazione sui versanti.

L'alterazione dell'equilibrio morfoclimatico può essere dovuta a diverse cause naturali quali, principalmente, le variazioni climatiche e i fenomeni tettonici che possono modificare l'assetto dei versanti e del reticolo idrografico.

Una particolare importanza, a tale proposito, riveste l'attività antropica. L'occupazione agricola dei versanti, eliminando la copertura vegetale spontanea con essi in equilibrio, da origine ad aree maggiormente esposte all'azione erosiva delle acque superficiali, specie nel caso di colture che lasciano ampie superfici di suolo scoperte. Una copertura vegetale continua aumenta infatti la coesività del suolo, assorbe l'energia dirimpante delle gocce di pioggia, rallenta la velocità del ruscellamento, favorisce l'infiltrazione profonda (Krynine & Judd, 1957; F.A.O., 1967). La pratica agricola diminuisce d'altra parte drasticamente il contenuto di humus nel suolo, che conferisce allo stesso una maggiore permeabilità ed una migliore resistenza all'erosione (Tricart, 1962).

Altre cause legate all'attività antropica possono innescare o intensificare il fenomeno del ruscellamento: tra queste ricordiamo l'eccessivo sfruttamento del pascolo, l'effetto della rete stradale, la creazione di scarpate artificiali (Tricart, 1962; Franceschetti, 1969).

Ruscellamenti embrionali

Tale tipo di ruscellamento è costituito da un finissimo reticolato di minuscoli rivoli che continuamente modificano la loro posizione o anche, nel caso di precipitazioni particolarmente intense su versanti lisci, da un velo continuo di acqua. L'erosione interessa essenzialmente i materiali più fini dei suoli, in particolare gli orizzonti A₀ e A₁, liberati dall'impatto delle gocce di pioggia e presi in carico dalle acque superficiali. L'ero-

sione degli orizzonti superiori mette allo scoperto l'orizzonte A₂ sottostante e conferisce così alla superficie del terreno un colore più chiaro, facilmente riconoscibile in campagna o all'esame delle fotografie aeree (*sheet erosion* — Baur, 1952).

Il fenomeno interessa essenzialmente i terreni coltivati che, come si è detto, risultano particolarmente indifesi dall'azione delle acque meteoriche. L'attività agricola, interrompendo continuamente il percorso dei rivoli, riesce a far sì che gli stessi non si approfondiscano, divenendo più stabili, anche se non riesce ad eliminare del tutto il dilavamento superficiale del suolo.

Le forme dovute al *ruscellamento embrionale* compaiono soprattutto nelle aree collinari corrispondenti ai terreni terziari e alluvionali, caratterizzate da pendenze per lo più moderate e costanti (fig. 1).

Un'interruzione dell'attività agricola può dare origine all'approfondimento dei canalicoli con passaggio alle forme di ruscellamento concentrato.

Ruscellamenti concentrati

Tali forme si producono allorché i rivoli iniziano a concentrarsi con formazione di vere e proprie incisioni, che tendono a persistere nel tempo e che sono ben individuabili sul terreno e sulle fotografie aeree a grande scala.

Le aree interessate sono caratterizzate da acclività variabile, maggiore in generale di quella delle zone affette da *ruscellamento embrionale*.

I *ruscellamenti concentrati* sono stati distinti in *superficiali* e *profondi* sulla base della profondità dell'incisione rilevabile all'esame stereoscopico. Mentre i *ruscellamenti superficiali* interessano solo la copertura eluviale (suolo e regolite) e possono essere facilmente interrotti dalle normali pratiche agricole (*rill erosion* — Baur, 1952), i *ruscellamenti profondi* possono interessare anche il substrato roccioso e sono spesso così incisi da non poter più essere facilmente oblitterati (*gully erosion* — Bryan, 1940).

I *ruscellamenti concentrati* sono stati ancora suddivisi in *gerarchizzati* e *paralleli*.

I primi si hanno allorché i canalicoli confluiscono tra loro a costituire sistemi di ordine più elevato fino a dare origine a canali del sistema idrografico permanente (Dramis & Gentili, 1975a). Ciò avviene soprattutto nelle aree coltivate che sono state abbandonate più o meno



Fig. 1 - Ruscellamenti embrionali in località C. il Poggetto (*formazione marnoso-arenacea*)

totalmente e nei terreni più erodibili.

I secondi sono caratterizzati da incisioni che corrono più o meno parallele tra loro lungo i versanti e si rinvengono sulle scarpate ed in generale su tutte le forme di pendio con forte acclività (fig. 2). L'acclività si oppone infatti alla deviazione dei canaletti dalla linea di massima pendenza e quindi alla loro confluenza, specie se il versante non è sufficientemente lungo. Al contrario, nelle aree meno acclivi, sui versanti molto lunghi e, soprattutto, nelle concavità del pendio (testate di valle, nicchie di frana) il ruscellamento assume la forma gerarchizzata (fig. 3).

Aree denudate per ruscellamento

In tali aree lo strato del suolo è in buona parte o del tutto assente per effetto di un ruscellamento concentrato particolarmente approfondito e fitto.

Solo localmente l'affioramento diretto del substrato roccioso può essere dovuto ad altri meccanismi quali i *movimenti di massa superficiali* o *profondi*.

Particolarmente sensibili all'azione di denudamento sono i versanti impostati su formazioni impermeabili a base marnoso-argilloso-arenacea, nonché i versanti calcarei, specie alle quote più

elevate (figg. 4 e 5).

Nei terreni impermeabili la natura del substrato roccioso impedisce o limita fortemente l'infiltrazione profonda, favorendo l'azione erosiva delle acque superficiali che corrono in un fitto reticolo di drenaggio. Tale azione erosiva, resa più veloce e intensa dal disboscamento totale o parziale avvenuto in passato, ha ormai distrutto in buona parte o del tutto la copertura del suolo.

Nei terreni impermeabili suddetti il denudamento è caratteristico soprattutto delle aree ad acclività media, soggette, come si è detto, in passato, a disboscamento. Le aree ad acclività più ridotta, caratterizzate da suoli più profondi e sedi di attività agricole, presentano di regola altre modalità di degradazione.

Il denudamento che si rileva sui versanti calcarei si spiega facilmente se si tiene conto della loro acclività e della sottile coltre di suolo (*rendzina forestale*) che li ricopre. Una volta denudata, la roccia calcarea è particolarmente sensibile, come si è detto, alla gelifrazione ed all'erosione chimica.

Una forma particolare di denudamento si rinviene nei terreni a base essenzialmente argillosa (*schlier*) nella porzione più alta del bacino. Il sistema di drenaggio assume il caratteristico aspetto dei calanchi, sia pure per aree limitate,

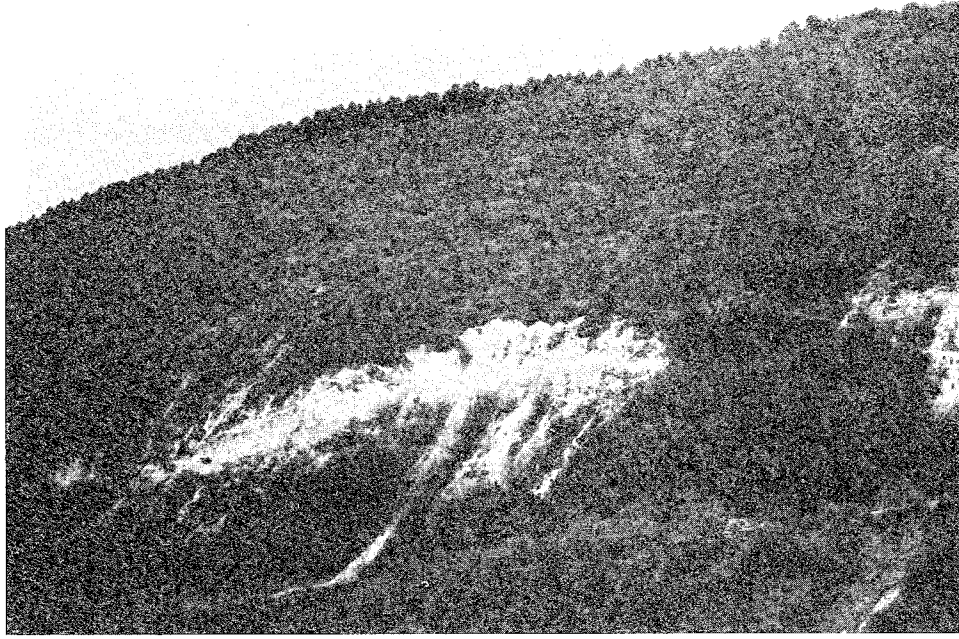


Fig. 2 - Ruscellamenti paralleli sulle *marna a fucoidi*. (Versante meridionale di M. Predicatore).

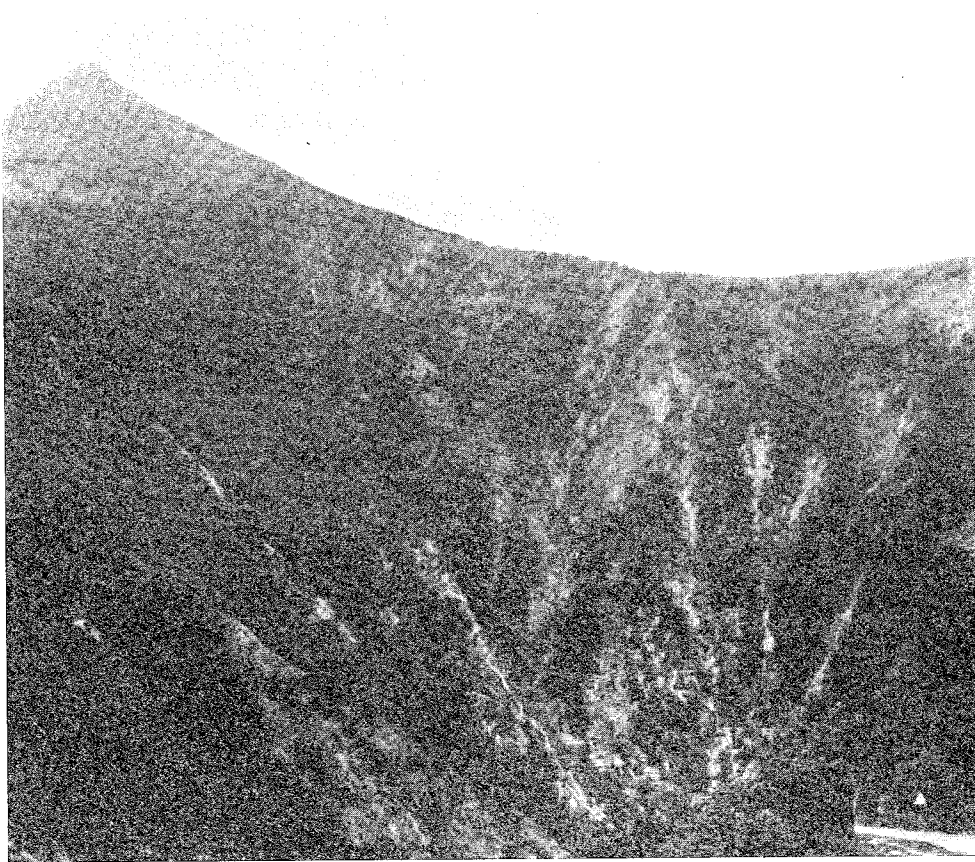


Fig. 3 - Ruscellamenti gerarchizzati sulla *scaglia rosata*. (Versante sud-orientale di M. la Penna).

lungo alcuni dei principali fossi affluenti dell'alto Sentino. Lo sviluppo di tali forme si spiega da un lato con la particolare facies litologica dello *schlier* affiorante nell'area, dall'altro con il rapido approfondirsi del reticolo idrografico in un substrato impermeabile e molto erodibile, probabilmente in conseguenza di fenomeni di sollevamento recenti. Le forti acclività prodottesi, le

Nel presente lavoro non tenteremo una nuova classificazione né ci riferiremo ad una di esse in particolare. Ci limiteremo invece a passare in rassegna le caratteristiche dei fenomeni che ricorrono nel bacino, riferendoli ai meccanismi e ai tipi descritti dai diversi Autori.

Prima di prendere in esame le varie fenomenologie di degradazione per *movimenti di massa*,



Fig. 4 - Area denudata per ruscellamento in località Trinquelli (*scaglia cinerea*).

scarse infiltrazioni ad esse connesse e la ridotta alterazione superficiale hanno consentito una maggiore stabilità dei pendii nei confronti della degradazione per *movimenti di massa*: l'evoluzione degli stessi avviene pertanto essenzialmente per opera di un fitto *ruscellamento concentrato* (fig. 6).

Forme minori di tipo analogo si rinvencono in tutte le aree di affioramento di unità prevalentemente argillose dove, per qualsiasi motivo, si producono scarpate.

DEGRADAZIONE PER MOVIMENTI DI MASSA

Numerose e varie sono le classificazioni dei *movimenti di massa*, specie di quelli profondi (*movimenti franosi*), basate sia sulle caratteristiche geologiche e geomorfologiche dei versanti interessati, sia sui meccanismi di distacco e di movimento dei materiali.

diamo un breve cenno dei meccanismi principali che presiedono ai movimenti stessi.

Le masse possono distaccarsi e discendere in modo diverso a seconda della natura litologica e dell'assetto strutturale del materiale interessato, dell'acqua infiltrata, della morfologia del versante.

In molti casi il movimento si realizza lungo una superficie di scorrimento che può essere preesistente al dissesto o di neoformazione, con forma più o meno regolare in relazione alla distribuzione delle pressioni negli interstizi e della variazione delle resistenze al taglio nel materiale, variabile da cicloidale (con movimento rotazionale) a piana (generalmente parallela al versante). I materiali argillosi e omogenei tendono a dare superfici cicloidali, quelli lapidei o non omogenei, superfici piane.

Le superfici di neoformazione sono spesso guidate da discontinuità preesistenti (zone di



Fig. 5 - Versante denudato per ruscellamento in sinistra del Sentino poco a nord dell'abitato di Pantana (*maiolica*).

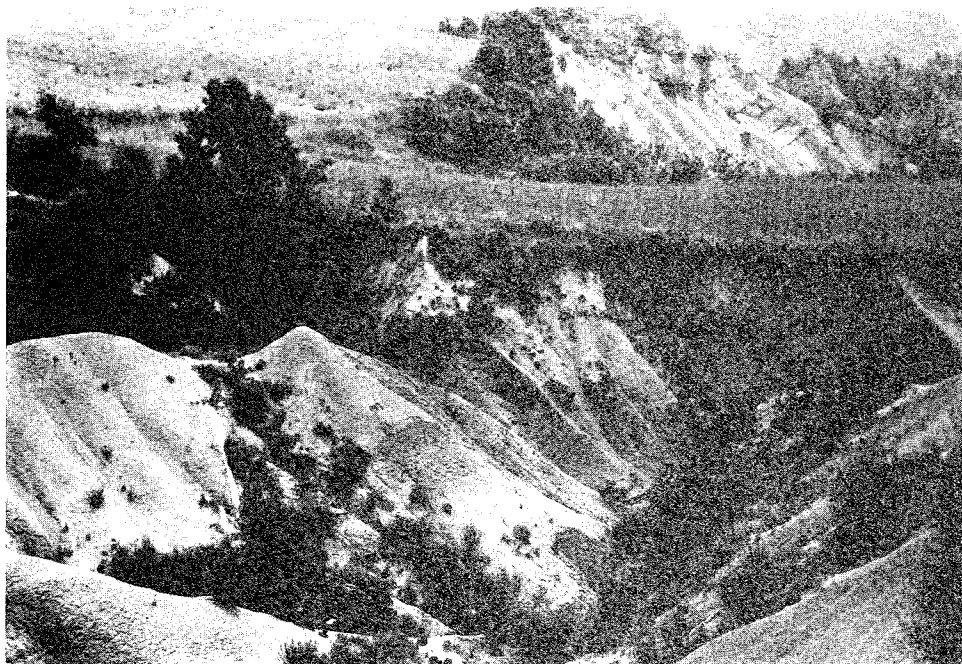


Fig. 6 - Forme calanchive sullo *schlier* presso C.^{no} Solleri (testata del Sentino).

maggiore debolezza) o corrispondono, in parte, a rotture già presenti nel materiale roccioso interessato. Ciò avviene soprattutto nelle masse litoidi, dove i tratti dovuti a neoformazione sono spesso trascurabili rispetto alle discontinuità già esistenti (Terzaghi, 1962; Carson & Kirkby, 1972).

Altre volte il movimento si produce lungo una zona di scorrimento irregolare e dai limiti indefiniti, non assimilabile comunque ad una singola superficie, e può presentare i caratteri di una discesa di massa allo stato plastico-fluido, tipico dei materiali argillosi imbevuti d'acqua.

Una importante caratteristica dei *movimenti di massa* è il tempo entro il quale si realizza il fenomeno. Questo varia notevolmente in funzione della natura del materiale coinvolto, delle condizioni di saturazione idrica, del meccanismo di distacco e di discesa, anche in relazione all'acclività del versante. Tempi brevi sono generalmente, ma non sempre, connessi con movimenti a prevalente componente verticale, tempi più lunghi con movimenti a prevalente componente orizzontale.

Un meccanismo particolare che interessa, per una ridotta profondità, la maggior parte dei versanti ricoperti da suolo, da regolite o da detriti è la *reptazione* (8).

Si tratta, come è noto, di una serie di piccoli movimenti, interessanti continuamente i singoli granuli e orientati in ogni verso, anche se con risultante complessiva diretta verso il basso. Le cause sono varie: dilatazioni e contrazioni termiche, umidificazione ed essiccamento, attrazioni o repulsioni di tipo elettrostatico per le particelle più piccole; *piprake*, caduta di alberi ed in genere movimento delle radici, azioni di animali terricoli, azioni antropiche ecc., per le particelle più grossolane.

Nel caso in cui il materiale venga fortemente imbevuto di acqua, il movimento può assumere le caratteristiche già descritte di scorrimento plastico-fluido. Tale fenomeno, generalmente lento e interessante spessori dell'ordine dei decimetri, prende il nome di *soliflusso* (Biro, 1970).

Un eccesso di contenuto d'acqua, tale da far superare al materiale il limite di liquidità, può produrre localmente rapide colate superficiali di fango che potrebbero rientrare, più che nei *mo-*

vimenti di massa, in una particolare forma di intenso ruscellamento diffuso.

Movimenti di massa superficiali

I *movimenti di massa superficiali* riguardano, come si è detto, le porzioni più prossime alla superficie dei suoli, del materiale regolitico o della roccia direttamente affiorante.

Nei suoli e, in generale nella copertura eluviale, è diffusissimo il già descritto fenomeno della *reptazione*. Un fenomeno di *reptazione* particolarmente rapido interessa gli accumuli detritici sciolti, derivanti da caduta di frammenti di gelificazione. Questo fenomeno, che si rileva aerofotograficamente in base al caratteristico tono molto chiaro e uniforme derivante dalla generale assenza della copertura del suolo, è stato riscontrato ai piedi di versanti dirupati quali quelli del M. Catria, del Corno di Catria, della Valle delle Prigioni, della Gola di Frasassi.

Un fenomeno frequentemente diffuso e anch'esso già descritto, è quello del *soliflusso*. Questo si manifesta soprattutto nelle coperture eluviali dei terreni a base marnoso-argillosa o marnoso-arenacea (*schlier*, *scaglia variegata* e *cinnerea*, *formazione marnoso-arenacea*, *marne di M. Vicino*, *argille a colombacci*) e sui detriti, disposti su pendii mediamente acclivi e interessati generalmente da pratiche agricole. I *soliflussi* spesso caratterizzano aree di accumulo di frana.

All'esame aerofotografico il fenomeno non è sempre ben rilevabile: si individua indirettamente dal tono cromatico cangiante rispetto ai terreni circostanti e dalle caratteristiche complessive del pendio che appaiono lievemente ondulate. Una accurata serie di controlli di campagna è stata comunque necessaria per distinguere il fenomeno in parola da movimenti di massa più profondi.

Particolarmente interessate da *soliflussi* sono le zone comprese tra Caboccolino, S. Giovanni e Coldapi e la zona ricadente tra Collegiglioni, Rossenga e Avenale; numerosi *soliflussi* sono stati ancora individuati nell'area ad ovest di Sassoferato, a nord-ovest di S. Donato, nei dintorni di Castiglioni, nella zona di Coldipecchio e S. Felice (particolarmente in relazione ad antichi accumuli di frana) e sulla testata occidentale del bacino del Sentino (fig. 7).

Sempre in relazione alla porzione più superficiale dei versanti, sono stati individuati distacchi

(8) — Sotto tale denominazione comprendiamo i fenomeni di *creep*, *saltation* e *reptation* descritti da Biro (1970).



Fig. 7 - Soliflusso nei pressi della stazione ferroviaria di Sassoferrato (*schlier*).

bruschi, anche relativamente ampi, di un sottile strato eluviale. Questi si rinvengono essenzialmente nella porzione inferiore dei versanti ripidi, impostati generalmente su formazioni calcaree e su detriti, ricoperti da vegetazione boschiva (bosco ceduo) o disboscati, spesso resi instabili da opere antropiche.

Tali fenomeni, caratterizzati da una superficie di movimento nel complesso parallela al versante e da un contorno non sempre regolare, possono essere riferiti ai fenomeni di *scortecciamento* (Brugner & Valdinucci, 1970), (fig. 8). All'esame aerofotografico l'area di distacco è generalmente ben evidente; talvolta tuttavia è stato necessario un controllo sul terreno per distinguere tali forme da quelle dovute a denudamento per ruscellamento concentrato.

Nelle aree caratterizzate da suoli più profondi e da acclività sensibile, su tutte le formazioni terziarie e talora anche sulla *scaglia bianca e rosata*, frequentemente in relazione a opere antropiche quali scarpate stradali, terrazzi agricoli ecc., non sono rari dissesti limitati arealmente e in profondità. Questi sono contraddistinti da piccole nicchie di distacco, da superfici di scorrimento generalmente piane e subparallele al versante o anche, in qualche caso, più o meno cicloidali e da evidenti accumuli (*scollamenti a cucchiaio* - Panizza & Mantovani, 1974). Il fe-

nomeno è dovuto ad un eccesso locale di infiltrazione d'acqua (per piogge particolarmente intense) che ha ridotto la resistenza al taglio e la coesione del materiale (fig. 9). A causa delle modeste dimensioni delle forme dovute a tali fenomeni il rilevamento aerofotografico non è sempre agevole, anche per la facile oblitterabilità delle stesse.

Un fenomeno interessante la roccia affiorante (in particolare i calcari, ma anche, in generale, tutte le altre formazioni) su pendii ripidi o su scarpate, è la *caduta di detriti*.

Questi vengono prodotti, come si è detto, prevalentemente dalla gelifrazione anche se non sono estranee altre cause: erosione carsica, erosione alla base, specie nel caso di formazioni caratterizzate da alternanza di strati a diversa erodibilità (*formazione marnoso-arenacea*), fenomeni di meteorizzazione chimica (*esfoliazione* su arenarie e argille), sismi, azione di organismi vegetali e animali ecc..

Un ultimo fenomeno, legato all'attività antropica, è l'*erosione agraria*. Tale processo è dovuto a tutto il complesso di attività agricole che producono un rimescolamento e una discesa complessiva del terreno agrario verso la base del versante, specie quando questo presenta una sensibile acclività. L'entità dell'erosione è notevolmente inferiore a quella dovuta ai ruscella-



Fig. 8 - "Scortecciamento" su *scaglia variegata* in località C.^{5e} i Fossi a N-NE di Génga.

menti ed ai movimenti di massa naturali che possono interessare più o meno intensamente le aree coltivate, anche se la stessa ha assunto attualmente un particolare rilievo a causa della lavorazione meccanica del terreno (generalmente a rittochino).

L'*erosione agraria* può essere paragonata ad una forma di *reptazione* particolarmente accelerata (*reptazione agricola* – Panizza & Mantovani, 1974) che modifica sensibilmente già nel giro di pochi anni, le forme dei versanti, pur conservando la produttività del suolo. I materiali in discesa, messi in moto anche e soprattutto dagli altri processi erosivi (ruscellamenti, movimenti di massa naturali), si accumulano lungo siepi appositamente piantate, filari d'alberi (spesso residuo della vegetazione spontanea preesistente), muretti artificiali, dando origine a caratteristici gradini e terrazzetti. A causa di quanto detto, tra le zone non coltivate per la forte acclività e quelle coltivate, sottostanti e di pendio più dolce, la differenza di acclività aumenta progressivamente e si crea un gradino che tende ad accentuarsi col tempo.

Movimenti di massa profondi (frane)

Nel bacino del Sentino sono stati rilevati numerosi fenomeni franosi, riferibili ai diversi meccanismi già descritti in funzione delle differenti condizioni geolitologiche, strutturali, geomorfologiche e di utilizzazione antropica del suolo.



Fig. 9 - "Scollamento a cucchiaio" in località Camuffolino (*schlier*).

I versanti costituiti da formazioni prevalentemente calcaree, quali *calcare massiccio*, *corniola*, *calcari diasprini*, *maiolica*, *scaglia bianca e rosata*, non sono interessati, in generale, da una franosità intensa, in virtù delle caratteristiche geotecniche solitamente buone (Colosimo & Crescenti, 1973).

Le condizioni divengono meno stabili laddove le masse rocciose sono particolarmente interessate da faglie e diaclasi, o allorché gli strati presentano giacitura a franapoggio con pendenza minore di quella del versante, specie se le masse sono disposte su di un materiale argilloso (ad es. *marne a fucoidi*).

In presenza di soluzioni di continuità si possono avere fenomeni di improvviso distacco di masse rocciose, anche molto cospicue, che si verificano lungo pendii ripidi o subverticali; le masse rocciose perdono normalmente la loro unitarietà suddividendosi in frammenti di dimensioni variabili e spesso molto piccoli. I distacchi si manifestano lungo superfici di discontinuità preesistenti, di forma generalmente irregolare o anche, in piccola parte, di neoformazione (*rock avalanches* – Carson & Kirkby, 1972; *crolli* – Desio, 1959; Brugner & Valdinucci, 1970; Venzo, 1976), (Tipo A).

La causa principale di tali dissesti va ricercata, per lo più, nello scalzamento al piede del versante roccioso, in conseguenza di fenomeni

di erosione dovuti alle acque superficiali o a movimenti di massa di altro tipo. Contribuiscono ad allentare la resistenza dei materiali la presenza di acque circolanti nelle fessure, l'azione del gelo, l'erosione carsica, l'azione delle radici dei vegetali. Una particolare importanza hanno i fenomeni sismici che, come si è detto, interessano frequentemente l'area in studio.

Come si può notare, le cause che favoriscono questi fenomeni sono le stesse che provocano la caduta di detriti: i due processi si differenziano però, essenzialmente, per le dimensioni dei materiali distaccati e per la profondità dello strato roccioso interessato.

Sulla base dell'indagine aerofotografica sono stati cartografati i pendii verticali o subverticali aventi caratteristiche tali da essere ritenuti possibili sedi di distacchi del tipo illustrato in precedenza. I fenomeni attuali e recenti sono stati riconosciuti in base alla presenza di materiale di accumulo, non pedogenizzato e privo di vegetazione, al piede della scarpata.

Al tipo di dissesto descritto si può riferire la frana della Rocchetta, avvenuta nel 1904 (Almagià, 1910) per distacco conseguente a scalzamento al piede, di una cospicua massa calcarea (*scaglia bianca e rosata*) disposta a reggipoggio sulle *marne a fucoidi* del versante meridionale di Colle Ameno (fig. 10).

Allorché esiste una superficie di discontinuità

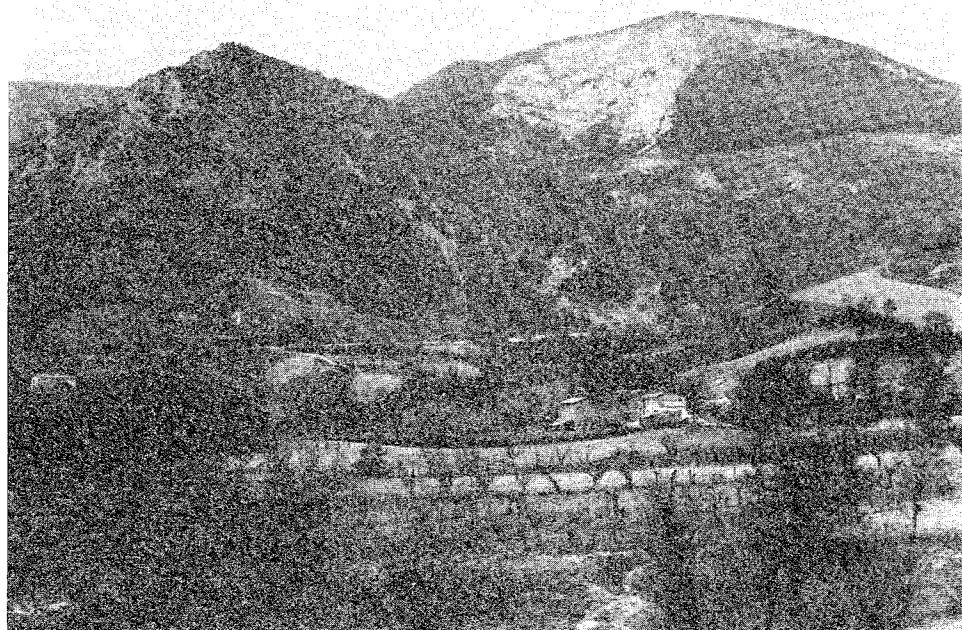


Fig. 10 - Frana della Rocchetta (n. 112). In alto è chiaramente visibile la nicchia di distacco; il materiale franato si è accumulato più in basso della rotabile visibile sullo sfondo.

disposta a franapoggio, con pendenza minore di quella del versante, una porzione della massa litoide (per lo più calcarea) può scivolare in blocco verso il basso, specie se la stessa poggia su un letto argilloso. Oltre che dalla discontinuità suddetta, la superficie di distacco è generalmente costituita da altre discontinuità, ad essa più o meno perpendicolari che danno origine spesso ad una corona di forma arcuata, (*scivolamenti* – Almagià, 1907; Desio, 1959; Brugner & Valdinucci, 1972; Venzo, 1976, *slittamenti* – Penta, 1967), (Tipo B).

Le cause principali di questo tipo di dissesto sono da un lato l'infiltrazione d'acqua che riduce la resistenza al taglio nei materiali sui quali appoggia la massa litoide (Terzaghi & Peck, 1967) e dall'altro lo scalzamento alla base. Talvolta infatti, nel caso di giaciture subparallele al versante, è sufficiente una ridotta incisione, anche di origine antropica, per innescare il movimento franoso.

Il fenomeno può assumere dimensioni grandiose (pur interessando di regola spessori rocciosi relativamente modesti) ma può anche manifestarsi su scala molto più ridotta, per scorrimento di strato su strato. In quest'ultimo caso, gli effetti che ne derivano possono rientrare nel quadro del fenomeno della *caduta di detriti*.

Come avviene per le frane descritte in precedenza, l'assetto delle masse litoide viene distrutto durante la discesa, talvolta, però, se il movi-

mento è stato lento, il dislivello non troppo elevato e il piano di scorrimento poco acclive, gli stessi possono conservare la loro disposizione originaria.

Le frane attuali o recenti, legate a formazioni litoide, non sono, come si è detto, molto diffuse. Tuttavia nel bacino sono presenti numerosi esempi di frane antiche dei due tipi descritti. Di queste si parlerà in seguito, in un capitolo a parte.

Sui versanti acclivi costituiti dalla *scaglia variegata e cinerea* e dalla parte alta della *scaglia bianca e rosata*, si rinviene un tipo di frana abbastanza diffuso nel bacino. Questo interessa la parte regolitica dell'affioramento roccioso e si può estendere abbastanza in profondità, specialmente laddove si è avuta una intensa tettonizzazione.

Il movimento è estremamente rapido e coinvolge, generalmente, aree boschive che, dopo l'evento, mostrano chiaramente la caratteristica lacerazione. La superficie di scorrimento è all'incirca piana, con andamento parallelo al versante. Il contorno della corona di distacco è abbastanza netto; l'accumulo si deposita alla base, con una tipica forma triangolare (Tipo C). Il fenomeno sembra corrispondere in parte al *debris avalanche* descritto da Varnes (1958), (fig. 11).

Le cause sono il grado di alterazione o di tettonizzazione della porzione rocciosa superfi-

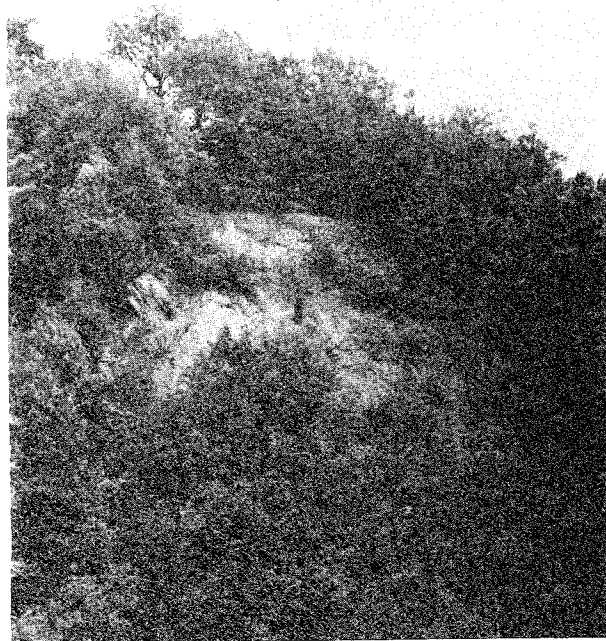


Fig. 11 - Frana (n. 26) in località Casalvento (*scaglia rosata*).

ciale, il pendio del versante, lo scalzamento alla base e soprattutto l'abbondante infiltrazione di acqua piovana.

Il tipo di fenomeno franoso di gran lunga più diffuso è quello che interessa le coperture eluviali e colluviali (profonde fino a oltre 10 metri nelle zone di impluvio) ed in generale la porzione superiore più o meno alterata delle formazioni a forte componente marnosa o argillosa (*scaglia variegata e cinerea, bisciaro, schlier, formazione gessoso-solfifera, argille a colombacci, marne ed arenarie di M. Vicino*) su versanti non molto ripidi e interessati, attualmente o in un recente passato, da attività agricole.

Si tratta di movimenti nel complesso molto lenti anche se si possono verificare locali accelerazioni improvvise in corrispondenza, ad esempio, di particolari eventi meteorici. Tutta la massa scorre verso il piede del versante dando origine a caratteristiche ondulazioni e contropendenze, a gradini e ristagni d'acqua, a fessure e crepe trasversali e longitudinali (Tipo D). Tutte queste caratteristiche sono, in genere, facilmente rilevabili tramite la fotointerpretazione.

Un esempio di tale fenomeno è stato studiato da Colosimo & Crescenti (1973), sulle pendici meridionali del M. Conero (frana Gigli).

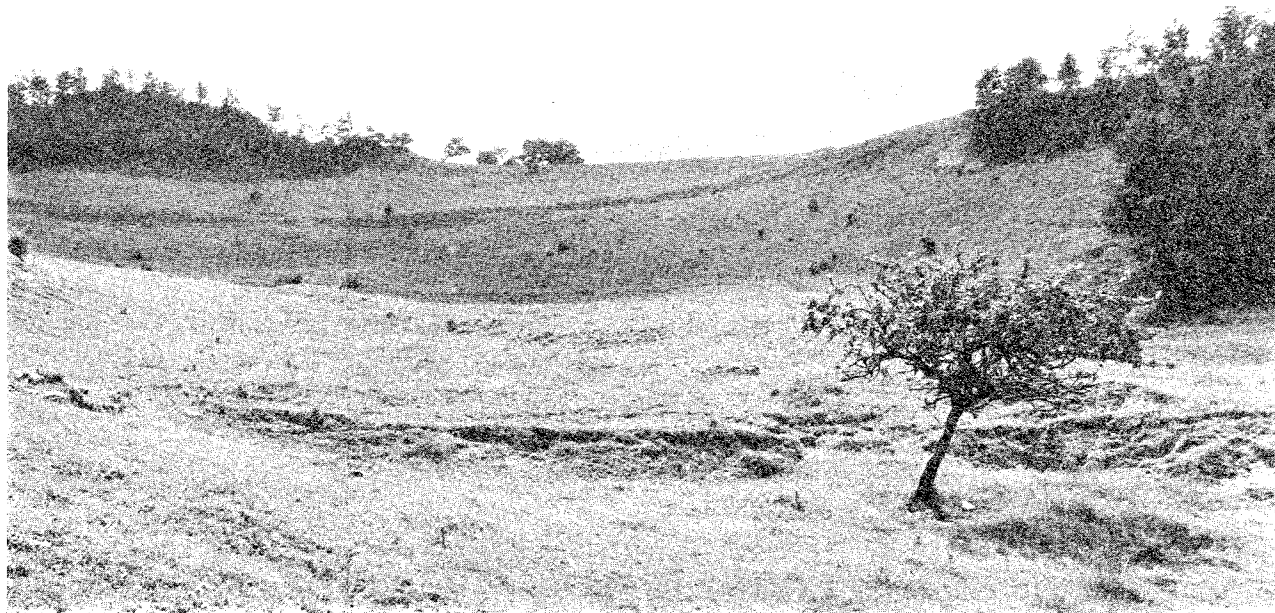


Fig. 12 - Frana presso C.^{no} Sollerì (n. 38). In primo piano gradini di recentissima origine (*formazione marnoso-arenacea*).

Il meccanismo è diverso a seconda dello stato fisico dei materiali interessati dal dissesto. La coltre eluviale superiore si muove allo stato pla-

stico-liquido, la porzione regolitica sottostante è caratterizzata da movimenti allo stato plastico con rotture lungo superfici di neoformazione rotazionali; la parte basale si distacca con un meccanismo di progressivo scivolamento sul substrato dando origine, in generale, ad un movimento complessivo di tipo traslazionale. L'acqua che si raccoglie in superficie mantiene alta la pressione interstiziale favorendo la ripresa del fenomeno.

Il fenomeno può essere innescato da scalzamento alla base (acque fluviali, scarpate antropiche) e, soprattutto, dall'eccessiva infiltrazione d'acqua. Queste condizioni sono tipiche dei campi coltivati non più curati con la dovuta accortezza o addirittura abbandonati. Molto spesso le opere di drenaggio andate in disuso e non ripristinate, la mancanza di intervento umano per cercare di arrestare i processi di dissesto naturali, hanno fatto deteriorare la situazione fino a produrre danni ormai irreparabili nel versante (area ad ovest di Sassoferrato; zona compresa tra Cabocolino, S. Giovanni e S. Donnino; area ricadente tra Colleggioni, Rosenga e Avenale) (figg. 12-13-14).

Sempre negli stessi terreni, su versanti più acclivi o in corrispondenza di scarpate naturali o antropiche, le masse possono essere coinvolte in

un brusco movimento rotazionale lungo un'unica superficie di neoformazione, (*scoscendimenti* - Desio, 1959; Venzo, 1976), (Tipo E).



Fig. 13 - Movimento franoso nei materiali di copertura della *scaglia cinerea* in località la Breccia (n. 77). Il dissesto interessa tutta la zona di impluvio anche a valle della strada che è stata ripetutamente spostata.

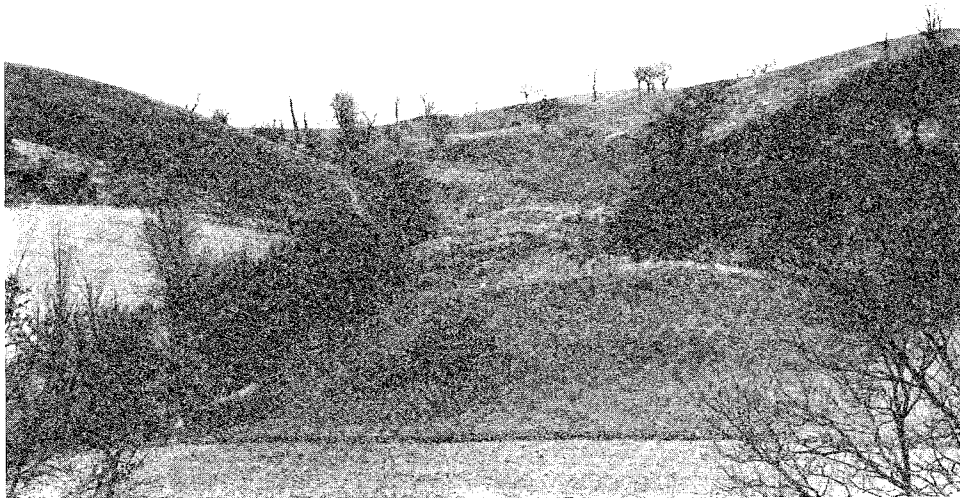
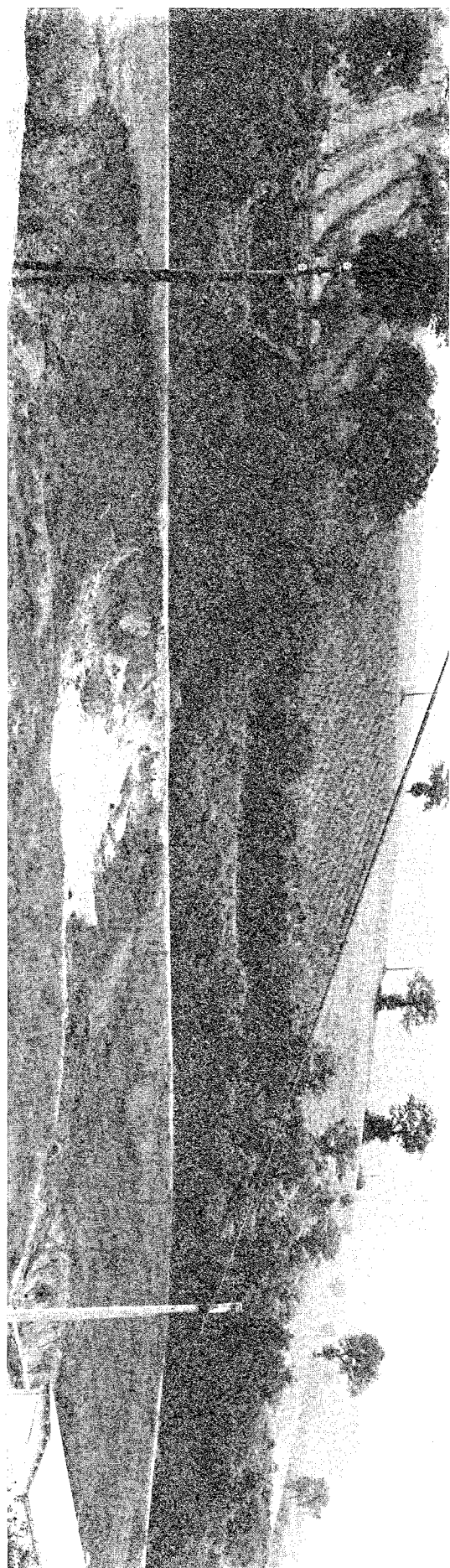


Fig. 14 - Altro dissesto, nel materiale di copertura del *bisciaro*, sul versante destro del Fosso delle Fondiglie (n. 14).

Fig. 15 - Corona di frana in località Collegiglioni (n. 4). Il movimento, interessante il materiale di copertura della *scaglia chirera*, è stato innescato dallo sbancamento effettuato per la costruzione di un manufatto.



Un tipico esempio di tale dissesto si può osservare in località Collegiglioni (fig. 15).

Gli accumuli detritici derivanti da frane, sia recenti che antiche o anche da altri processi, in particolare la gelifrazione, sono di frequente sede di nuovi movimenti franosi (Tipo F). Questi coinvolgono volumi più o meno cospicui di materiali che si spostano con velocità da lenta a rapida, in relazione all'acclività del versante ed alla natura (granulometria, tessitura, litologia) del materiale stesso nonché alla morfologia e litologia del substrato.

I meccanismi sono vari e complessi essendo caratterizzati a volte da movimenti plastico-fluidi, che possono coinvolgere detriti a forte componente argillosa, a volte da movimenti subitanei lungo superfici di neoformazione, a volte da scivolamenti su discontinuità preesistenti che possono essere rappresentate dal substrato roccioso. A quest'ultimo meccanismo sono legati dissesti particolarmente vistosi che possono interessare vaste e potenti plaghe di detrito che scorrono più o meno rapidamente su substrati argillosi (S. Felice, Rosenga, Vallemania), (fig. 16).

LE PALEOFRANE

L'evoluzione dei versanti nell'area studiata è iniziata almeno nel Pliocene. Al Messiniano sono infatti riferite le *arenarie di M. Turrino* che rappresentano l'ultimo episodio marino conosciuto nell'area. Questa evoluzione fu caratterizzata da fenomeni di degradazione con meccanismi almeno in parte analoghi a quelli fino qui descritti. La loro tipologia e la loro intensità è stata certamente condizionata, oltre che dai fattori climatici, anche dal susseguirsi e dalla velocità delle fasi orogenetiche, che hanno modificato gli equilibri evolutivi del rilievo. Gli indizi ritrovati ci fanno ritenere che vi siano stati dei periodi in cui i movimenti di massa hanno avuto, per cause diverse, una importanza maggiore di quella che hanno attualmente.

L'analisi aerofotografica e i controlli sul terreno hanno messo infatti in evidenza, particolarmente in corrispondenza delle dorsali mesozoiche, dei movimenti di massa spesso grandiosi che presentano in generale le seguenti caratteristiche:

a) - la corona si sviluppa talora per lunghezze dell'ordine del chilometro; è a volte netta, a

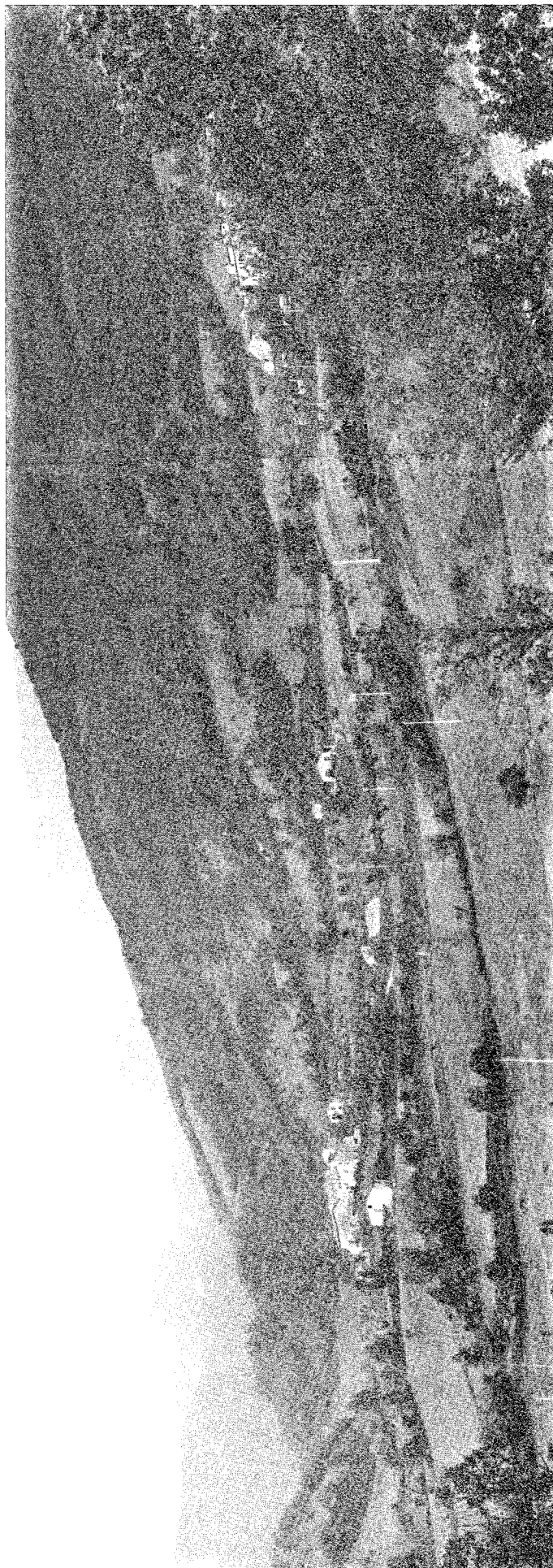


Fig. 16 - Versante nord-orientale di M. la Croce (loc. S. Felice). L'abitato, situato su un potente accumulo detritico, è stato coinvolto in un vasto movimento franoso nel 1937 (n. 31).

volte smussata o incisa; la sua forma spesso è arcuata, altre volte più complessa. Nel primo caso risulta incisa in un'unica formazione (più sovente nella *scaglia bianca e rosata*), nel secondo caso interessa formazioni a diversa litologia (ad esempio *scaglia rosata e marne a fucoidi*) oppure si è manifestata in parte lungo linee tettoniche. L'attribuzione di questi elementi morfologici a corone di paleofrana non sempre è certa: talora gli stessi sono indiziati solamente dall'anomalia del loro andamento rispetto ai lineamenti del versante e all'assetto geologico;

b) — la nicchia di distacco è spesso obliterata, oltre che da vegetazione ben impostata, da ruscellamenti e da accumuli di materiale attuale o recente: talora presenta lo stesso aspetto del versante circostante, indizio questo di un lungo intervallo di tempo che ha consentito un processo di pedogenesi dopo l'evento;

c) — l'accumulo presenta a volte, dal punto di vista morfologico, chiari indizi di una discesa in blocco con spostamento spesso breve, ma talora anche notevole: in questi casi il movimento più probabile è lo scorrimento lungo un piano di discontinuità preesistente anche se non sembra da escludere la probabilità di movimenti, lungo superfici, almeno in parte, di neoformazione.

Sovente l'analisi sul terreno ha portato a riconoscere nella porzione superficiale dell'accumulo, pur sempre ricoperto da suolo e da vegetazione, il sovrapporsi di episodi detritici a granulometria diversa, con livelli a clasti fini e livelli a grossi blocchi o addirittura con episodi costituiti da uno o più pacchi di strati fortemente scompaginati. In questi casi, estendendo in profondità la situazione riscontrata in superficie, si può pensare ad un meccanismo di franè ricorrenti e più o meno intense, intercalate ad episodi di

produzione di detrito che hanno, in un lungo periodo di tempo, ingrandito la frana, arretrandone la corona.

In numerosi altri casi l'accumulo si presenta modesto: l'area sottesa alla corona risulta scarsamente rilevata, piatta o addirittura concava e non mostra rotture di pendio notevoli. Si può ritenere che in queste situazioni l'accumulo sia stato estremamente scompaginato, in modo tale da essere rimosso facilmente da successivi processi erosivi.

Per la quasi totalità, le paleofrane rilevate nel bacino sono ubicate nelle formazioni mesozoiche, e in particolare sono in relazione con il complesso *marne a fucoidi - scaglia rosata*. Le forme riferibili a paleofrane sulle formazioni terziarie sono rare. Ciò può essere spiegato con la maggiore erodibilità delle formazioni terziarie, che non avrebbe permesso, salvo in casi eccezionali, la conservazione di tali forme.

Si è già accennato che le paleofrane presentano spesso dimensioni di un'ordine di grandezza che non trova assolutamente riscontro nelle rare franè attuali o storiche interessanti le stesse formazioni: si confrontino le dimensioni della grande frana della Rocchetta, recente, con quelle delle paleofrane o presunte tali (9).

Per quanto riguarda l'origine e l'epoca di tali eventi si può per ora solo ipotizzare un collegamento tra gli stessi e uno o più momenti di parossismo orogenetico, probabilmente in concomitanza con episodi climatici freddi pleistocenici.

(9) — Fenomeni analoghi sono stati individuati in altre aree dell'Appennino umbro-marchigiano (Deiana & Pieruccini, 1973 e 1976).

*Manoscritto presentato nel mese di giugno del 1976.
Ultime bozze restituite nel mese di ottobre del 1976.*

N.	Tavoletta	Località	Comune	Tipo	Litologia
1	F. 117 III S.O. Albacina	C. Romei	Genga	F	Detrito
2	F. 116 II S.E. Fabriano	La Valle	Genga	F	Detrito
3	F. 116 II S.E. Fabriano	C. Vallevinze	Fabriano	D	Schlier
4	F. 116 II S.E. Fabriano	Colleggioni	Fabriano	E	Scaglia cinerea
5	F. 116 II S.E. Fabriano	Casenuove	Genga	C	Scaglia cinerea
6	F. 116 II S.E. Fabriano	Casenuove	Genga	C	Scaglia cinerea
7	F. 116 II S.E. Fabriano	S. Bernardine	Genga	D	Scaglia cinerea
8	F. 116 II S.E. Fabriano	Vallota	Genga	D	Schlier - Bisciario
9	F. 116 II S.E. Fabriano	Boano	Genga	D	Schlier
10	F. 116 II S.E. Fabriano	Boano	Genga	D	Schlier
11	F. 116 II S.E. Fabriano	Colle dello Schioppo	Genga	D	Schlier
12	F. 116 II S.E. Fabriano	C. Bassure	Genga	D	Schlier
13	F. 116 II S.E. Fabriano	Lago	Genga	D	Schlier
14	F. 116 II S.E. Fabriano	F. ⁸⁰ delle Fondiglie	Genga	D	Bisciario
15	F. 116 II S.E. Fabriano	Trinquelli	Genga	F	Detrito
16	F. 116 II S.E. Fabriano	Cupano	Fabriano	D	Scaglia cinerea
17	F. 116 II S.E. Fabriano	Avenale	Genga	F	Detrito
18	F. 116 II N.E. Sassoferrato	Serrabernacchia	Genga	F	Detrito
19	F. 116 II S.E. Fabriano	C. Colle Fiorano	Fabriano	D	Schlier
20	F. 116 II S.E. Fabriano	C. i Serroni	Fabriano	D	Schlier
21	F. 116 II S.E. Fabriano	C. Maddaloni	Fabriano	D	Schlier
22	F. 116 II S.O. Costacciaro	C. Sasseti	Fabriano	F	Detrito
23	F. 116 II S.O. Costacciaro	a NW staz. S. Donato Coccore	Sassoferrato	E	Schlier
24	F. 116 II S.O. Costacciaro	a NW staz. S. Donato Coccore	Sassoferrato	D	Bisciario - Schlier
25	F. 116 II S.O. Costacciaro	a NW di C. ⁵⁶ Serra S. Fecondino	Sassoferrato	E	Schlier
26	F. 116 II S.O. Costacciaro	Casalvento	Sassoferrato	C	Scaglia rosata
27	F. 116 II S.O. Costacciaro	Casalvento	Sassoferrato	C	Scaglia rosata
28	F. 116 II S.O. Costacciaro	Casalvento	Sassoferrato	C	Scaglia rosata
29	F. 116 II S.O. Costacciaro	M. lo Spicchio	Fabriano	A	Maiolica
30	F. 116 II S.O. Costacciaro	C. il Sorbo	Sassoferrato	C	Scaglia cinerea
31	F. 116 II S.O. Costacciaro	S. Felice	Sassoferrato	F	Detrito
32	F. 116 II S.O. Costacciaro	Pescelupo	Scheggia	A	Maiolica
33	F. 116 II N.O. Serra S. Abbondio	Cima dei Sodi	Scheggia	C	Scaglia rosata
34	F. 116 II N.O. Serra S. Abbondio	Romita	Scheggia	C	Scaglia rosata
35	F. 116 II N.O. Serra S. Abbondio	Versante NW M. Motette	Scheggia	F	Detrito
36	F. 116 III S.E. Gubbio	C. Melata	Scheggia	D	Arenarie di M. Vicino
37	F. 116 III S.E. Gubbio	C. il Poggetto	Gubbio	D	Formazione marnoso-arenacea
38	F. 116 III S.E. Gubbio	C. ⁷⁰ Sollerli	Gubbio	D	Formazione marnoso-arenacea
39	F. 116 III S.E. Gubbio	C. Palazuola	Gubbio	D	Schlier
40	F. 116 III S.E. Gubbio	C. M. ¹⁶ Picognola	Gubbio	D	Arenarie e marne di M. Vicino
41	F. 116 III S.E. Gubbio	Poderetto	Gubbio	D	Arenarie e marne di M. Vicino
42	F. 116 III S.E. Gubbio	Poderetto	Gubbio	D	Arenarie di M. Vicino
43	F. 116 III S.E. Gubbio	C. S. Secondo	Gubbio	D	Arenarie e marne di M. Vicino
44	F. 116 III S.E. Gubbio	C. Pianelle	Gubbio	D	Arenarie di M. Vicino
45	F. 116 III S.E. Gubbio	Fonte Spogna	Scheggia	D	Arenarie di M. Vicino
46	F. 116 III S.E. Gubbio	Fonte Spogna	Scheggia	D	Arenarie di M. Vicino
47	F. 116 III S.E. Gubbio	Fonte Spogna	Scheggia	D	Arenarie di M. Vicino
48	F. 116 III S.E. Gubbio	C. Manara	Scheggia	D	Arenarie di M. Vicino
49	F. 116 III N.E. Cantiano	M. ¹⁶ Aguzzo	Scheggia	F	Detrito
50	F. 116 II N.O. Serra S. Abbondio	Costa del Corno	Scheggia	F	Detrito
51	F. 116 II N.O. Serra S. Abbondio	Valdoraia	Scheggia	C	Scaglia rosata
52	F. 116 II N.O. Serra S. Abbondio	Badia di Sitrìa	Scheggia	C	Scaglia rosata
53	F. 116 II N.O. Serra S. Abbondio	Badia di Sitrìa	Scheggia	C	Scaglia rosata
54	F. 116 II N.O. Serra S. Abbondio	Montelago	Sassoferrato	F	Detrito
55	F. 116 II N.O. Serra S. Abbondio	a N di le Piagge	Sassoferrato	F	Detrito
56	F. 116 II N.O. Serra S. Abbondio	M. ¹⁶ la Penna	Sassoferrato	C	Scaglia rosata
57	F. 116 II N.O. Serra S. Abbondio	Col di Fico	Sassoferrato	D	Bisciario
58	F. 116 II N.O. Serra S. Abbondio	Liceto	Sassoferrato	D	Schlier
59	F. 116 II N.O. Serra S. Abbondio	Troscia	Sassoferrato	D	Schlier
60	F. 116 II N.O. Serra S. Abbondio	Troscia	Sassoferrato	D	Scaglia cinerea - Bisciario
61	F. 116 II N.O. Serra S. Abbondio	a SW di Col di Fico	Sassoferrato	D	Bisciario - Schlier
62	F. 116 II N.E. Sassoferrato	Ischietta	Sassoferrato	D	Schlier
63	F. 116 II N.E. Sassoferrato	C. Col di Fico	Sassoferrato	D	Schlier
64	F. 116 II N.O. Serra S. Abbondio	Col di Fico	Sassoferrato	D	Schlier
65	F. 116 II N.O. Serra S. Abbondio	Col di Fico	Sassoferrato	D	Bisciario
66	F. 116 II N.E. Sassoferrato	C. Col di Fico	Sassoferrato	D	Schlier
67	F. 116 II N.E. Sassoferrato	Camuffolino	Sassoferrato	E	Schlier
68	F. 116 II N.E. Sassoferrato	Camuffolino	Sassoferrato	E	Schlier
69	F. 116 II N.E. Sassoferrato	Camuffolino	Sassoferrato	D	Schlier
70	F. 116 II N.O. Serra S. Abbondio	La Casella	Sassoferrato	A	Bisciario
71	F. 116 II N.E. Sassoferrato	C. ³⁶ Colle	Sassoferrato	E	Schlier
72	F. 116 II N.E. Sassoferrato	Rondinella	Sassoferrato	D	Schlier
73	F. 116 II N.E. Sassoferrato	Casaldana	Sassoferrato	D	Schlier
74	F. 116 II N.O. Serra S. Abbondio	Baruccio	Sassoferrato	F	Detrito
75	F. 116 II N.O. Serra S. Abbondio	Borgo	Sassoferrato	F	Detrito
76	F. 116 II N.O. Serra S. Abbondio	Castiglioni	Sassoferrato	F	Detrito
77	F. 116 II N.O. Serra S. Abbondio	La Breccia	Sassoferrato	D	Scaglia cinerea
78	F. 116 II N.O. Serra S. Abbondio	La Breccia	Sassoferrato	F	Detrito
79	F. 116 II N.O. Serra S. Abbondio	La Vena	Sassoferrato	F	Detrito
80	F. 116 II N.O. Serra S. Abbondio	Venatura	Sassoferrato	F	Detrito
81	F. 116 II N.E. Sassoferrato	Sorgente Coppetto	Sassoferrato	C	Scaglia cinerea
82	F. 116 II N.E. Sassoferrato	C. ³⁶ Colmaiore	Sassoferrato	D	Schlier
83	F. 116 II N.E. Sassoferrato	C. ⁵⁶ la Grella	Sassoferrato	D	Schlier
84	F. 116 II N.E. Sassoferrato	C. ⁵⁶ la Grella	Sassoferrato	D	Bisciario - Schlier
85	F. 116 II N.E. Sassoferrato	C. ⁵⁶ la Grella	Sassoferrato	D	Schlier
86	F. 116 II N.E. Sassoferrato	Caboccolino	Sassoferrato	D	Schlier
87	F. 116 II N.E. Sassoferrato	Caboccolino	Sassoferrato	D	Schlier
88	F. 116 II N.E. Sassoferrato	C. Mezzatorre	Sassoferrato	D	Schlier
89	F. 116 II N.E. Sassoferrato	C. ³⁶ Corumaldo	Sassoferrato	D	Schlier
90	F. 116 II N.E. Sassoferrato	C. ⁵⁶ Corumaldo	Sassoferrato	D	Schlier
91	F. 116 II N.E. Sassoferrato	C. ³⁶ Nuove	Sassoferrato	D	Schlier
92	F. 116 II N.E. Sassoferrato	C. ³⁶ Nuove	Sassoferrato	D	Schlier
93	F. 116 II N.E. Sassoferrato	C. Fosco	Sassoferrato	D	Formazione gessoso-solfifera
94	F. 116 II N.E. Sassoferrato	C. Fosco	Sassoferrato	D	Schlier
95	F. 116 II N.E. Sassoferrato	C. Fosco	Sassoferrato	D	Formazione gessoso-solfifera - Schlier
96	F. 116 II N.E. Sassoferrato	C. Parroni	Sassoferrato	D	Argille a colombacci
97	F. 116 II N.E. Sassoferrato	C. Parroni	Sassoferrato	D	Formazione gessoso-solfifera - Schlier
98	F. 116 II N.E. Sassoferrato	C. Parroni	Sassoferrato	E	Schlier
99	F. 116 II N.E. Sassoferrato	C. Pianora	Sassoferrato	D	Schlier
100	F. 116 II N.E. Sassoferrato	C. ⁵⁶ Nuove	Sassoferrato	D	Schlier
101	F. 116 II N.E. Sassoferrato	l'Isola	Sassoferrato	E	Schlier
102	F. 116 II N.E. Sassoferrato	l'Isola	Sassoferrato	E	Schlier
103	F. 116 II N.E. Sassoferrato	l'Isola	Sassoferrato	D	Schlier
104	F. 116 II N.E. Sassoferrato	C. ⁵⁶ Nuove	Sassoferrato	D	Scaglia cinerea
105	F. 116 II N.E. Sassoferrato	S. Paolo	Sassoferrato	D	Schlier
106	F. 116 II N.E. Sassoferrato	S. Paolo	Sassoferrato	D	Schlier
107	F. 116 II N.E. Sassoferrato	C. Corbara	Sassoferrato	E	Formazione gessoso-solfifera
108	F. 116 II N.E. Sassoferrato	C. Corbara	Arcevia	E	Argille a colombacci
109	F. 116 II N.E. Sassoferrato	Fornace	Arcevia	D	Argille a colombacci
110	F. 116 II N.E. Sassoferrato	Monticelli	Genga	F	Detrito
111	F. 116 II N.E. Sassoferrato	a W di Genga	Genga	F	Detrito
112	F. 116 II N.E. Sassoferrato	Rocchetta	Genga	A	Scaglia bianca e rosata
113	F. 116 II N.E. Sassoferrato	Rocchetta	Genga	D	Schlier
114	F. 116 II N.E. Sassoferrato	Rocchetta alta	Genga	F	Detrito
115	F. 116 II N.E. Sassoferrato	Rocchetta alta	Genga	E	Bisciario
116	F. 117 III N.O. Serra S. Quirico	Valle della Lama	Genga	B	Marne a fucoidi
117	F. 116 II N.E. Sassoferrato	Vallemania	Genga	F	Detrito
118	F. 116 II S.E. Fabriano	Vallemania	Genga	F	Detrito
119	F. 116 II S.E. Fabriano	Rosenga	Genga	F	Detrito

BIBLIOGRAFIA

- ACCORDI B. (1972) – *I moderni studi di geologia applicata alla difesa del suolo*. Acc. Naz. Lincei, Q. 169, 19–50.
- ACCORDI B., ANGELUCCI A., AVENA G.C., BERNARDINI F., BONI C.F., BRUNO F., CERCATO M., COPPOLA B., FIORE G., FUNICELLO R., GIGLIO G., LAMONICA G.B., LUPA PALMIERI E., MATTIOLI B. & PAROTTO M. (1969) – *Idrogeologia dell'alto bacino del Liri (Appennino Centrale)*. Geol. Rom., 8, 177–559.
- ALMAGIA' R. (1907) – *Studi geografici sulle frane in Italia*, vol. I. Mem. Soc. Geogr. It., 13.
- ALMAGIA' R. (1910) – *Studi geografici sulle frane in Italia*, vol. II. Mem. Soc. Geogr. It., 14.
- BARATTA M. (1896) – *Sul terremoto di Cagliari del 3 giugno 1871*. Mem. Soc. Geogr. It., 5 (2), 363–383.
- BARATTA M. (1936) – *I terremoti in Italia*. Pubbl. della Commissione Ital. per lo studio delle grandi calamità, 6.
- BAUR A.J. (1952) – *Soil and water conservation glossary*. J. Soil Water Cons., 7, 41–52, 93–104, 144–156.
- BIROT P. (1970) – *Etude quantitative des processus erosifs agissants sur les versants*. Zeit. Geomorph. Suppl. Bd. 9, 10–43.
- BRAGA G. (1973) – *La degradazione dei versanti nell'alta Val Tidone (Appennino pavese-piacentino)*. Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, 23, 3–28.
- BRUGNER W. & VALDINUCCI A. (1972) – *Schema di classificazione delle frane e relativi esempi*. Boll. Serv. Geol. It., 93, 73–110.
- BRYAN K. (1922) – *Erosion and sedimentation in the Papago Country, Arizona*. U.S. Geol. Surv. Bull., 730 B, 19–90.
- BRYAN K. (1940) – *Gully gravure: a method of slope retreat*. Journ. Geomorph., 3, 87–107.
- CARRARA A. & MERENDA L. (1974) – *Me-*
todologia per un censimento degli eventi franosi in Calabria. Geol. Appl. e Idrogeol., 9, 237–255.
- CARSON M.A. & KIRKBY M.J. (1972) – *Hillslope form and process*. Cambridge Univ. Press, London.
- CASTIGLIONI G.B. (1962) – *L'erosione attuale nella conca di Sauris (Carnia)*. In: *L'erosione del suolo in Italia*, vol. II, C.N.R., Centro di Studio per la Geografia Fisica, Padova, 91–111.
- CATTUTO C. (1973) – *Carta e lineamenti geomorfologici del territorio di confluenza tra il F. Chiascio e i Torrenti Rasina e Saonda*. Geol. Rom., 12, 105–124.
- CENTAMORE E., CATENACCI V., CHIOCCINI M., CHIOCCINI U., JACOBACCI A., MARTELLI G., MICARELLI A. & VALLETTA M. (1975) – *Note illustrative del F.° 291 "Pergola" alla scala 1:50.000*. Servizio Geologico d'Italia.
- CENTAMORE E., CHIOCCINI M., DEIANA G., MICARELLI A. & PIERUCCINI U. (1969) – *Considerazioni preliminari su alcune serie mesozoiche dell'Appennino umbro-marchigiano*. Mem. Soc. Geol. It., 8 (3), 237–287.
- CENTAMORE E., CHIOCCINI M., DEIANA G., MICARELLI A. & PIERUCCINI U. (1971) – *Contributo alla conoscenza dell'Appennino umbro-marchigiano*. St. Geol. Camerti, 1, 7–89.
- CENTAMORE E., JACOBACCI A. & MARTELLI G. (1973) – *Modello strutturale umbro-marchigiano. Correlazioni possibili con le regioni adiacenti*. Boll. Serv. Geol. d'It., 93, 155–188.
- CIVITA M., de RISO R., LUCINI P. & NOTA d'ELOGIO E. (1975) – *Studio delle condizioni di stabilità dei terreni della penisola sorrentina (Campania)*. Geol. Appl. e Idrogeol., 10 (1), 129–188.
- COLOSIMO P. & CRESCENTI U. (1973) – *Carta geolitologica ad orientamento geotecnico e della franosità della zona del Monte Conero (Comuni di Ancona, Numana e Sirolo)*. Mem. Soc.

Geol. It., 12 (3), 317–334.

COLOSIMO P., CRESCENTI U. & TOMASSONI D. (1972) – *Studi di conservazione territoriale in provincia di Ancona: i movimenti franosi lungo il litorale tra Numana e Sirolo*. Boll. Econ. C.C.I.A.A., Ancona, 29 (9), 7–32.

COMMISSIONE INTERMINISTERIALE PER LO STUDIO DELLA SISTEMAZIONE IDRAULICA E DELLA DIFESA DEL SUOLO (1971) – *Guida alla classificazione delle frane ed ai primi interventi*. Atti III Sottocommissione.

COOKE R.U. & DOORNKAMP J.C. (1974) – *Geomorphology in environmental management. An introduction*. Clarendon, Oxford.

COTECCHIA V. & MELIDORO G. (1974) – *Some principal geological aspects of the landslides of Southern Italy*. Int. Ass. Eng. Geol. Bull., 9, 23–32.

CRESCENTI U. (1973) – *Studi di conservazione territoriale. I movimenti franosi in Comune di Montone (Perugia)*. Geol. Appl. e Idrogeol., 8 (2), 1–18.

DEIANA G. & PIERUCCINI U. (1973) – *Carta geolitologica con elementi geomorfologici della riserva naturale "Montagna di Torricchio"*. Ist. Min. e Geol. Univ. Camerino.

DEIANA G. & PIERUCCINI U. (1976) – *Geologia e geomorfologia della Montagna di Torricchio*. In: A.A. V.V. - *La riserva naturale di Torricchio*. Camerino.

DE PANFILIS M. (1959) – *Attività sismica in Italia dal 1953 al 1957*. Ann. Geofis., 12 (1).

DESIO A. (1958) – *Per una classificazione geologica delle frane con particolare riguardo all'Italia ed agli eventi idrogeologici*. Acc. Naz. Lincei, Q. 112, 175–264.

DESIO A. (1959) – *Geologia applicata all'Ingegneria* 2^a ed. Hoepli, Milano.

DONA' F. (1962) – *Considerazioni generali ed aspetti particolari dell'erosione del suolo in Valle Aurina (Alto Adige)*. In: *L'erosione del suolo in Italia*, vol. II. C.N.R. Centro di studio per la Geografia Fisica, Padova, 61–82.

DRAMIS F. & GENTILI B. (1975a) – *La frequenza areale di drenaggio ed il suo impiego nella valutazione quantitativa dell'erosione lineare di superfici con caratteristiche omogenee*. Seduta scientifica sul tema: La Geologia nella pianificazione urbana e territoriale. 10 ottobre 1975. S.G.I. - I.A.E.G., Bari. Mem. Soc. Geol. It., in corso di stampa.

DRAMIS F. & GENTILI B. (1975b) – *Ricerche morfometriche nel bacino del Sentino*. Boll. Soc. Geol., in corso di stampa.

F.A.O. (1967) – *La défense des terres cultivées contre l'érosion hydraulique*.

FENNEMAN N.F. (1908) – *Some features of erosion by unconcentrated wash*. J. Geol., 16, 746–754.

FRANCESCHETTI B. (1962) – *La degradazione accelerata nei bacini montani del fiume Astico e dei Torrenti Lavarda e Longhella (Prov. di Vicenza). L'erosione del suolo in Italia*, vol. I. C.N.R., Centro di Studio per la Geografia Fisica, Padova.

FRANCESCHETTI B. (1969) – *Considerazioni sull'incidenza negativa della rete stradale sul dissesto che colpì il Biellese orientale in occasione del nubifragio del 2 novembre 1968*. Atti I Conv. Naz. Studi Probl. Geol. Appl., A.N.G.I., Verona, 65–70.

GENTILI B. (1975) – *Le acclività del bacino dell'alto Esino*. Not. Econ. C.C.I.A.A. Macerata, a. 1975, 7, 3–9.

HORTON R.E. (1945) – *Erosional development of streams and their drainage basins: hydrophysical approach to quantitative morphology*. Bull. Geol. Soc. Am., 56, 275–370.

HUTCHINSON J.N. (1968) – *Mass movement*. In: FAIRBRIDGE R.W. (ed.). *ENCICLOPAEDIA OF GEOMORPHOLOGY*. REINHOLD, NEW YORK, 688–695.

IPPOLITO F. & COTECCHIA V. (1954) – *Le frane ed i dissesti nelle medie valli dell'Agri e del Sinni in Basilicata*. Geotecnica, a. 1954, n. 2, 1–23.

IPPOLITO F., NICOTERA P., LUCINI P., CIVI-

- TA M. & de RISO R. (1975) – *Geologia Tecnica*. ISEDI, Milano.
- JACOBACCI A., CENTAMORE E., CHIOCCHINI M., MALFERRARI N., MARTELLI G. & MICARELLI A. (1974) – *Note esplicative della Carta Geologica d'Italia F.° 290 "Cagli" alla scala 1:50.000*. Servizio Geologico d'Italia.
- JOHNSON A.M. & RAHN P.H. (1970) – *Mobilization of debris flow*. Zeit. Geomorph. Suppl. Bd. 9, 168–185.
- KING L. (1962) – *The morphology of the earth*. OLIVER & BOYD, LONDON.
- KRYNINE D.P. & JUDD W.R. (1957) – *Principles of engineering geology and geotechnics*. Mc. Graw-Hill, New York.
- LEOPOLD L.B., WOLMAN M.G. & MILLER J.P. (1964) – *Fluvial processes in geomorphology*. Freeman, San Francisco.
- MAIFREDI P. & NOSENGO S. (1975) – *Importanza delle paleofrane nel campo della geologia applicata*. Geol. Tecn., 22 (3), 130–138.
- MARTINIS B. & SALVINI G. (1972) – *Dissesti idrogeologici nell'Alta Valle del Tagliamento (Friuli)*. C.N.R., Fondazione per i problemi montani dell'Arco Alpino, Milano, pubbl. 87.
- MELIDORO G. (1971) – *Movimenti franosi e zonizzazione del bacino del fiume Fortore*. Geol. Appl. e Idrogeol., 6, 17–40.
- MELIDORO G. & GUERRICCHIO A. (1969) – *Geologia, fenomeni franosi e problemi di difesa del suolo nel Vallone Colella (Aspromonte)*. Geol. Appl. e Idrogeol., 6, 63–83.
- MINISTERO DEI LAVORI PUBBLICI – SERVIZIO IDROGRAFICO (1959) – *Precipitazioni medie mensili ed annue e numero dei giorni piovosi per il trentennio 1921-50. Bacini con foce al litorale adriatico dal Reno al Tronto*.
- MINISTERO DEI LAVORI PUBBLICI – SERVIZIO IDROGRAFICO (1969) – *La distribuzione delle temperature dell'aria in Italia nel trentennio 1926-1955*.
- MINISTERO DEI LAVORI PUBBLICI – SERVIZIO IDROGRAFICO (1950-70). Sezione di Bologna. *Annali Idrologici*.
- MOLINARI C., LIPPARINI T. & BASSI G. (1971) – *Risorse idriche delle Marche*. Ente Sviluppo Marche, Ancona.
- NOSSIN J.J. (1973) – *Use of air photos in studies of slope stability in the Crati basin (Calabria, Italy)*. Geol. Appl. e idrogeol., 8 (1), 261–287.
- PANIZZA M. & MANTOVANI F. (1974) – *Geomorfologia del territorio di Pavullo nel Frignano (Appennino Modenese)*. Atti Soc. Nat. Mat. Modena, 105, 85–117.
- PASSERI L. (1972) – *Ricerche sulla porosità delle rocce carbonatiche nella zona di M. Cucco (Appennino umbro-marchigiano) in relazione alla genesi della canalizzazione interna*. Le Grotte d'Italia, S. 4, vol. (1970-71) (3), 5–44.
- PASSERINI G. (1937) – *Influenze della immersione degli strati ed influenze dell'orientamento dei versanti sulla degradazione delle argille plioceniche*. Boll. Soc. Geol. It., 56, 209–291.
- PEDROTTI F., ORSOMANDO E., FRANCLANCIA C., BELLOMARIA B., CORTINI PEDROTTI C., BIONDI E., DELL'UOMO A. & PETTOROSSO L. (1970) – *Carta del paesaggio vegetale delle Marche*. Ente Sviluppo Marche, Ancona.
- PENTA F. (1967) – *Lezioni di Geologia Tecnica - Frane e movimenti franosi*. SIDEREA, ROMA.
- PETRUCCI F. (1972) – *Il bacino del Torrente Cinghio (prov. Parma)*. Mem. Soc. It. Sc. Nat. e Mus. Civ. St. Nat. Milano, 20 (2), 83–127.
- RAPP A. (1963) – *The debris slides at Ulvadal, Western Norway. An example of catastrophic slope processes in Scandinavia*. Nach. Akad. Wissen. Gottingen, Math. - Physik Klasse, 13 195–210.
- ROMAGNOLI L. (1971) – *La fotografia aerea nello studio della geomorfologia e dell'erosione*. Estr. da Boll. Centro Studi per la Storia dell'Architettura, 23.

- SCHUMM S.A. (1956a) – *Evolution of drainage systems and slopes in badlands at Perth Amboy, New Jersey*. Bull. Geol. Soc. Am. 67, 597–646.
- SCHUMM S.A. (1956b) – *The role of creep and rainwash on retreat of badland slopes*. Am. J. Sci., 254, 693–706.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1972) – *Carta geologica d'Italia alla scala 1:50.000, F.° 290 "Cagli"*.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1975) – *Carta geologica d'Italia alla scala 1:50.000, F.° 291 "Pergola"*.
- SFONDRINI G. (1970) – *Il bacino del Bitto (Sondrio): la stabilità dei versanti connessa con la situazione idrogeologica*. Geol. Tecn., 3, 127–147.
- SGAVETTI M. (1972) – *Contributo dell'indagine fotointerpretativa allo studio dell'erosione nella media-alta Val Parma*. Mem. Soc. Geol. It., 11 (3), 293–308.
- SHARPE C.F.S. (1960) – *Landslides and related phenomena*. Pageant, New York.
- SKEMPTON A.W. (1953) – *Soil mechanics in relation to geology*. Proc. Yorks Geol. Soc., 29, 33–62.
- SMITH D.D. & WISCHMEIER W.H. (1957) – *Factors affecting sheet and rill erosion*. Trans. Am. Geophys. Union, 38 (6), 889–896.
- SMITH J.F. Jr. & ALBRITTON C.C. Jr. (1941) – *Solution effects on limestone as a function of slope*. Bull. Geol. Soc. Am., 52, 61–76.
- SOIL CONSERVATION SOCIETY OF AMERICA (1970) – *Resource conservation glossary*.
- STRAHLER A.N. (1952) – *Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography*. Bull. Geol. Soc. Am., 63, 1117–1142.
- TERZAGHI K. (1950) – *Mechanism of landslides*. In: *Application of geology to engineering practise*. Berkey Volume, Geol. Soc. Am., 83–125.
- TERZAGHI K. (1962) – *Stability of steep slopes on hard unweathered rock*. Geotechnique, 12, 251–270.
- TERZAGHI K. & PECK R.B. (1967) – *Soil mechanics in engineering practise*. Wiley, New York.
- TRICART J. (1961) – *Mécanismes normaux et phénomènes catastrophiques dans l'évolution des versants du bassin du Guil (Hautes Alpes, France)*. Zeit. Geomorph., 5 (4), 277–301.
- TRICART J. (1962) – *L'épiderme de la Terre. Esquisse d'une géomorphologie appliquée*. Masson, Paris.
- TRICART J. (1965) – *Principes et méthodes de la géomorphologie*. Masson, Paris.
- TRICART J. (1967) – *Le modèle des régions périglaciaires*. S.E.D.E.S., Paris.
- VALLARIO A. (1973) – *Geologia e franosità nell'area ad oriente del Taburno-Camposauro e del Partenio (Provincia di Benevento e Avellino)*. Geol. Appl. e Idrogeol., 8 (2), 19–88.
- VARNES D.J. (1958) – *Landslides types and processus*. In: ECKEL E.B. (ed.). *Landslides and engineering practise*. Highway Research Board, Washington, Special Report, 29, NAS-NRC Publ. 544.
- VENZO G.A. (1976) – *Proposta di classificazione pratica delle frane*. St. Trent. Sc. Nat. Sez. A, 53 (5), 1–8.
- VITTORINI S. (1972) – *The effects of soil erosion in an experimental station in the pliocene clay of the Val d'Era (Tuscany) and its influence on the evolution of the slope*. Acta Geogr. Debrecine, 10, 71–81.
- YOUNG R.A. & MUTCHLER C.K. (1969) – *Effect of slope shape on erosion and runoff*. Trans. Am. Soc. Agr. Eng., 12 (2), 231–233, 239.
- ZARUBA Q. & MENCL V. (1969) – *Landslides and their control*. Elsevier, Amsterdam.
- ZOLOTARIEV G.S. (1973) – *Relaxation of natural stresses and rock weathering as an important factor in the development of rock-falls and landslides on natural slopes*. Geol. Appl. e Idrogeol., 8 (1), 113–123.