

SIRIO CICCACCI, LEANDRO D'ALESSANDRO, PAOLA FREDI & ELVIDIO LUPIA PALMIERI (*)

CONTRIBUTO DELL'ANALISI GEOMORFICA QUANTITATIVA ALLO STUDIO DEI PROCESSI DI DENUDAZIONE NEL BACINO IDROGRAFICO DEL TORRENTE PAGLIA (Toscana meridionale-Lazio settentrionale) **

Abstract: CICCACCI S., D'ALESSANDRO L., FREDI P. & LUPIA PALMIERI E., *Contribution of Quantitative Geomorphology in the study of denudational processes in the drainage basin of Torrente Paglia (Tuscany, Latium).*

The possible relations existing between morphometric parameters of drainage basins and the type and intensity of denudational processes were investigated. To this end the Torrente Paglia basin was examined; it constitutes the headwater of the Fiume Paglia which joins the Fiume Tevere to the SE of Orvieto. The studied basin is emplaced in the graben of Radicofani which trends NW-SE and is delimited by the Monte Cetona horst to the East and by the Monte Civitella-Monte Elmo horst to the West. The basin shape and the pattern of its drainage network are strictly depending upon the regional structural conditions.

Denudational forms and processes which distinguish the Torrente Paglia drainage basin were identified on the basis of a careful geomorphological survey; gravity and superficial runoff waters resulted to be the most important morphogenetic agents. The type and the intensity of these processes are function not only of local climatic conditions but also of the outcropping lithotype characters. The latter consist of four main units: mainly carbonatic formations of the «Tuscan serie» (Upper Trias-Eocene); flysch formations with argillaceous components more or less marked (Cretaceous-Eocene-Oligocene); argillaceous and sandy argillaceous formations of «Tuscan neogenic cycle» (Lower Pliocene); volcanic formations tied up to the Quaternary volcanism of Monte Amiata, of Radicofani apparatus and of the Vulsini Complex.

To single out the relations existing between denudational processes and the main morphometric characters of drainage basins and nets, some particularly interesting parameters were examined. Such parameters, calculated for the whole basin and for its main partial basins, are: *drainage density*, *relief energy* and some parameters expressing the hierarchization degree of drainage nets (in particular, *index* and *density of hierarchical anomaly*).

The hypsometric analysis was also performed; the end was to evaluate the equilibrium stage of the studied basins, from which the entity and the velocity of denudational processes are depending.

The most interesting observations derived from the study of hierarchization degree of drainage nets and from the hypsometric analysis. On the basis of data so far obtained it is possible to affirm that

when linear erosion processes are prevailing the drainage nets are better organized while their disorganization gradually increases as slope denudational processes get more and more important; the less organized nets were observed wherever «calanchi» occur. The hypsometric analysis singled out that hypsometric curve trending and the values of the relevant integrals are strictly depending on the type of the prevailing denudational processes: the observation made allowed the proposal of an interpretative model of the curves themselves; this model integrates the traditional model proposed by STRAHLER, which referred to the «geomorphic cycle».

KEY WORDS: Quantitative Geomorphology, Hypsometric analysis, Denudational processes, Central Italy.

Riassunto: CICCACCI S., D'ALESSANDRO L., FREDI P. & LUPIA PALMIERI E., *Contributo dell'analisi geomorfica quantitativa allo studio dei processi di denudazione nel bacino idrografico del Torrente Paglia (Toscana meridionale - Lazio settentrionale).*

Al fine di valutare il possibile contributo dell'analisi geomorfica quantitativa allo studio dei processi di denudazione, sono state esaminate le relazioni esistenti tra taluni parametri morfometrici dei bacini di drenaggio e la tipologia e la intensità dei processi di denudazione in atto nel bacino idrografico del Torrente Paglia. L'area studiata costituisce la parte alta del bacino del Fiume Paglia, il quale si congiunge con il Fiume Tevere a SE di Orvieto.

Il bacino esaminato è impostato nel *graben* di Radicofani, allungato in direzione NW-SE e delimitato ad Est dall'*horst* di Monte Cetona e ad Ovest dall'*horst* di Monte Civitella-Monte Elmo; sia la forma del bacino idrografico che l'andamento della sua rete idrografica risentono in modo marcato delle condizioni strutturali regionali.

Le forme e i processi di denudazione che caratterizzano il bacino del Torrente Paglia, evidenziati attraverso il rilevamento geomorfologico, sono essenzialmente legati all'azione della gravità e a quella delle acque correnti superficiali. La tipologia e la intensità di tali processi sono strettamente dipendenti, oltre che dalle condizioni climatiche locali, anche dalle caratteristiche dei litotipi affioranti. Questi ultimi sono riconducibili a quattro unità principali: formazioni prevalentemente carbonatiche della serie toscana (Trias superiore-Eocene), formazioni flyschoidi a componente argillosa più o meno marcata (Cretacico-Eocene-Oligocene), formazioni argillose e argilloso-sabbiose del ciclo neogenico toscano (Pliocene inferiore), formazioni legate all'attività vulcanica quaternaria del Monte Amiata, dell'apparato di Radicofani e del Complesso vulsino.

Per evidenziare i rapporti esistenti tra i processi di denudazione e le principali caratteristiche morfometriche dei reticoli idrografici e dei bacini di drenaggio, sono stati presi in considerazione alcuni parametri ritenuti particolarmente significativi. Tali parametri, calcolati per

(*) Dipartimento di Scienze della Terra, Università degli Studi di Roma «La Sapienza».

(**) Lavoro eseguito con il contributo finanziario del Consiglio Nazionale delle Ricerche e del Ministero della Pubblica Istruzione (Progetto di Ricerca «Geomorfologia quantitativa ed erosione nei bacini idrografici» - Fondi 60%. Resp. Prof. E. Lupia Palmieri).

l'intero bacino esaminato e per i suoi principali sottobacini, sono: la densità di drenaggio (D), due parametri espressivi dello stato di gerarchizzazione delle reti idrografiche (l'indice « Δa » e la densità « ga » di anomalia gerarchica) e l'energia di rilievo (Er). Inoltre è stata eseguita l'analisi ipsometrica, allo scopo di valutare lo stato di equilibrio dei bacini considerati, dal quale dipendono, almeno in parte, la diffusione e la velocità dei processi di denudazione.

Le osservazioni più interessanti sono scaturite dallo studio dello stato di gerarchizzazione delle reti idrografiche e dall'analisi ipsometrica. Sulla base dei dati finora disponibili, è possibile affermare che la predominanza dei processi di erosione lineare si accompagna ad una migliore organizzazione gerarchica dei reticoli idrografici. Questi ultimi risultano via via più disorganizzati con il graduale prevalere dei processi di modellamento dei versanti; i reticoli meno organizzati si rinnovano laddove l'erosione calanchiva è particolarmente accentuata.

Infine, le indagini eseguite hanno messo in luce come l'andamento delle curve ipsometriche ed i relativi valori dell'integrale ipsometrico siano in stretta dipendenza del tipo di processo di denudazione dominante. Le osservazioni effettuate per il bacino del Torrente Paglia e per i suoi principali sottobacini hanno consentito di proporre per le curve ipsografiche un modello interpretativo basato sulla tipologia e sulla intensità dei processi di denudazione; tale modello integra quello tradizionale, riferito al «ciclo geomorfico», indicato da STRAHLER.

TERMINI CHIAVE: Geomorfologia quantitativa, Analisi ipsometrica, Processi di denudazione, Italia Centrale.

INTRODUZIONE

Lo studio dei processi di denudazione e delle forme che ne derivano assume una importanza di primo piano non solo quando si intenda ricostruire compiutamente la formazione e lo sviluppo del rilievo di una data area, ma anche e soprattutto quando se ne vogliano individuare le tendenze evolutive attuali e future. Data l'importanza del tema e considerata la necessità di una analisi il più possibile esente da valutazioni soggettive, con il presente lavoro viene avviata una serie di ricerche tendenti a stabilire il contributo che la Geomorfologia quantitativa può fornire ad una corretta interpretazione dei processi di denudazione in atto nei bacini idrografici.

L'uso di parametri morfometrici idonei consente di quantificare le principali caratteristiche geometriche dei bacini di drenaggio, che condizionano il tipo e la diffusione dei processi di denudazione e che — a loro volta — vengono da questi influenzate e modificate. Esprimere in termini quantitativi tali caratteristiche significa disporre di un metodo che permette di identificare obiettivamente i processi morfogenetici più efficaci in una data area e di conseguenza anche di prevedere la possibile evoluzione geomorfica di quest'ultima.

Questo tipo di approccio quantitativo, affiancato dall'analisi morfografica tradizionale, è stato applicato allo studio del bacino imbrifero del Torrente Paglia. La scelta è stata suggerita da una serie di considerazioni che fanno del bacino esaminato un campione molto significativo: innanzitutto, esso è interessato da una dinamica morfologica assai vivace; in secondo luogo è impostato su litotipi non omogenei. Le differenze litologiche riscontrabili fra le diverse parti del bacino, assieme alle condizioni geomorfiche assai varie ed al complesso assetto tettonico che ha guidato l'impostazione del drenaggio superficiale, concorrono a

determinare nel bacino stesso l'esistenza di processi di denudazione differenti e di diversa intensità.

INQUADRAMENTO GEOGRAFICO

L'area esaminata nel presente lavoro costituisce la parte alta dell'ampio bacino del Fiume Paglia, che è uno dei principali affluenti di destra del Fiume Tevere. Il Fiume Paglia si congiunge con il Tevere a SE di Orvieto, dopo aver ricevuto le acque del Torrente Chiani.

Nell'insieme, la forma del bacino esaminato e l'andamento della rete di drenaggio sono strettamente connesse alle caratteristiche strutturali regionali. Il bacino, infatti, è impostato nel *graben* di Radicofani, allungato quasi in direzione NW-SE; esso è limitato in destra dal rilievo vulcanico del Monte Amiata (1738 m s.l.m.) e dall'*horst* di Monte Civitella (1107 m s.l.m.) — Monte Elmo (829 m s.l.m.), in sinistra dall'*horst* di Monte Cetona (1148 m s.l.m.). La posizione dello spartiacque settentrionale del bacino è influenzata dalla presenza dell'apparato vulcanico di Radicofani (896 m s.l.m.), mentre lo spartiacque meridionale corre sui rilievi poco elevati (altezza massima 663 m s.l.m.) costituiti dalle vulcaniti vulsine.

La direzione di scorrimento del collettore principale ricalca nelle linee generali quella del *graben*, con l'eccezione del tratto terminale, in corrispondenza del quale il corso d'acqua devia verso Est ed assume uno scorrimento dapprima in direzione WNW-ESE e quindi in direzione SW-NE. I principali affluenti sembrano seguire le pendenze regionali imposte dalla presenza del *graben*, oltre che dall'esistenza dell'apparato di Radicofani a Nord e del Complesso vulcanico vulsino a Sud. Tuttavia appare probabile che taluni controlli tettonici locali abbiano influenzato la direzione di scorrimento di alcuni dei corsi d'acqua maggiori; a tal riguardo appaiono di un certo significato i tratti terminali del T. Senna e del T. Siele, in sinistra idrografica, e del T. Elvella e del Rio Tirolle in destra idrografica.

Se la geometria della rete idrografica risente delle condizioni strutturali, la sua estensione è senza dubbio influenzata sia dalle caratteristiche litologiche che da quelle climatiche. Tra queste ultime un ruolo di primo piano va senza dubbio attribuito all'entità e al regime delle precipitazioni.

Le precipitazioni medie annue (1238 mm distribuiti in 84,5 giorni piovosi) sono notevolmente superiori alla media del territorio italiano; l'esame della loro distribuzione nell'arco dell'anno mette in evidenza come nel semestre autunno-inverno cadano circa i 2/3 delle precipitazioni totali e come l'autunno risulti generalmente la stagione più piovosa (418 mm in 18,5 g.p.). Particolarmente interessanti sono le piogge massime di più giorni consecutivi; questi casi critici pluviometrici si registrano anche in anni con precipitazioni totali inferiori alla media e si verificano di preferenza da settembre a novembre. La concentrazione di questi eventi in un periodo che segue quello estivo, di massima siccità, ha senza dubbio una notevole importanza nel favorire fenomeni di erosione assai intensi.

Lo studio delle caratteristiche termometriche, desunte dai dati relativi alle stazioni poste all'interno del bacino

e nelle sue immediate vicinanze, mette in luce come le temperature medie annue varino tra un massimo di 14,3 °C registrato alla stazione meno elevata (Orvieto, 315 m s.l.m.) ed un minimo di 10 °C per la stazione a quota più elevata (Abbadia S. Salvatore, 829 m s.l.m.). I dati termometrici consentono di stabilire che la temperatura nel bacino del Torrente Paglia decresce con l'altitudine, presentando un gradiente verticale di circa 1 °C ogni 100 m. Tenendo conto che la quota media del bacino è di 525 m, si può assumere che la temperatura media annua dell'intera area esaminata si aggiri intorno ai 13 °C. Le temperature medie stagionali presentano naturalmente i valori più alti in estate e i più bassi in inverno; si osserva inoltre che l'autunno (temperatura media 20 °C) è più caldo della primavera (temperatura media 17 °C). Le medie delle escursioni termiche, infine, presentano i valori massimi in estate (compresi tra 10,2 °C e 15,1 °C) e minimi in inverno (compresi tra 5,7 °C e 7,2 °C); in primavera i valori medi delle escursioni termiche sono compresi tra 8,7 °C e 11,2 °C, mentre in autunno oscillano tra 7,3 °C e 11,8 °C.

La copertura vegetale si presenta piuttosto rada, anche a causa dell'intensa antropizzazione che ha profondamente alterato il paesaggio naturale. I diffusi diboscamenti, eseguiti per far posto alle colture agricole nelle zone più favorevoli e più fertili, hanno finito con il relegare il bosco alle zone più impervie e meno produttive. In effetti la gran parte dell'area studiata è occupata da seminativo, talora arborato, e da incolto a volte parzialmente e temporaneamente utilizzato a seminativo; decisamente subordinata è invece l'estensione delle formazioni boschive. Il bosco ad alto fusto è praticamente limitato alla sommità del Monte Amiata, mentre sulle pendici di questo rilievo ha un certo sviluppo il castagneto. Il bosco ceduo e promiscuo si osserva soprattutto in corrispondenza dei principali rilievi su cui corre la linea spartiacque del bacino (Monte Amiata, Monte Civitella, Monte Elmo, Monte Cetona, Monte Rufeno); questo bosco si presenta particolarmente esteso sul Monte Rufeno, mentre mostra scarsa estensione sui più bassi rilievi che costituiscono lo spartiacque meridionale. Non mancano, infine, tentativi di rimboschimento eseguiti nell'intento, purtroppo non sempre conseguito, di porre un freno agli intensi processi erosivi che caratterizzano tutta l'area in studio.

LINEAMENTI GEOLOGICI

Considerate le finalità del presente lavoro, le formazioni affioranti nel bacino del Torrente Paglia sono state riunite in cinque gruppi fondamentali, tenendo conto soprattutto delle loro caratteristiche litologiche e del loro comportamento nei riguardi dei processi di denudazione. Questi raggruppamenti si basano essenzialmente sui rilevamenti geologici e sugli studi eseguiti da ELTER (1955), LAZZAROTTO (1967), CALAMAI & *alii*, (1970), GIANNINI & *alii*, (1971) e BOLIA & *alii*, (1982), integrati dalle indicazioni contenute in alcuni altri lavori citati in bibliografia e da osservazioni dirette sul terreno. Sulle stesse basi è stata condotta un'analisi dell'assetto strutturale dell'area esami-

nata, soffermandosi soprattutto sugli elementi tettonici più rilevanti e di maggior effetto nei riguardi dei processi di denudazione che hanno agito e tuttora agiscono nel bacino.

CARATTERISTICHE LITOLOGICHE

Nel bacino esaminato affiorano, con spessori ed estensioni diverse, le seguenti unità principali (v. carta allegata): 1) formazioni prevalentemente carbonatiche della serie toscana; 2) formazioni flyschoidi; 3) formazioni del ciclo neogenico toscano; 4) formazioni vulcaniche; 5) litotipi sedimentari quaternari.

Formazioni prevalentemente carbonatiche delle serie toscana

Le formazioni appartenenti a questa serie affiorano in corrispondenza dello spartiacque e con estensione limitata sia nel settore nordorientale (dorsale di Monte Cetona) che in quello sudoccidentale (dorsale di Monte Civitella - Monte Elmo) del bacino. Si tratta per la maggior parte di formazioni carbonatiche, di età compresa fra il Trias superiore e l'Eocene, caratterizzate da una spiccata resistenza all'azione erosiva delle acque correnti.

I termini più antichi della serie, affioranti nell'area del M. Cetona, sono rappresentati da dolomie e calcari dolomitici (Grezzoni), cui seguono calcari stratificati bianchi e grigi con intercalazioni di marne, dolomie e calcari dolomitici di età retica (Calcari e marne a *Rhaetavicula contorta*). Alle formazioni triassiche, originatesi in un ambiente sedimentario evaporitico ed euxinico, seguono verso l'alto dapprima Calcari grigi ceroidi e massicci, di ambiente neritico e di età riconducibile al Lias inferiore (Calcare Massiccio), quindi Calcari selciferi stratificati del Lias medio-superiore ed infine Marne a *Posidonia* (Dogger) e Radiolariti (Malm) di ambiente schiettamente pelagico.

Nella dorsale di M. Civitella - M. Elmo il termine affiorante più antico è il Calcare Massiccio del Lias inferiore, cui seguono lembi ridotti di Calcari selciferi, di Marne a *Posidonia* e di Radiolariti. Più ampi e più continui si presentano gli affioramenti di età successiva, rappresentati da marne e marne argillose policrome (Scaglia rossa toscana del Cretacico superiore - Eocene) e da argilliti varicolori, marne, calcari marnosi, calcari e calcareniti di età eocenica. Chiudono la serie gli affioramenti di calcareniti, calciruditi e calcilutiti, anch'esse eoceniche, che costituiscono i rilievi di M. Civitella e M. Elmo.

Formazioni flyschoidi

Vengono compresi in questo gruppo i litotipi appartenenti alle serie delle Liguridi e alcune unità di incerta posizione stratigrafica.

Le unità flyschoidi di incerta posizione stratigrafica affiorano in lembi ridotti a Sud dell'abitato di Castell'Azzara e sono rappresentate da alternanze litologiche di argilliti, marne e calcari associate con calcareniti e arenarie torbiditiche di età non definita, probabilmente riferibili all'Oligocene.

Le formazioni liguridi, di cui si hanno estesi affioramenti nelle zone periferiche del bacino, ricoprono tettonicamente le formazioni della serie toscana e sono caratterizzate da una forte alloctonia. Nell'area esaminata esse sono rappresentate alla base da una potente sequenza (Argille e calcari palombini) costituita da alternanze di argille, argille marnose, marne e calcari grigiastri noti in letteratura come «palombini». Questa sequenza, contenente spesso masse ofiolitiche, presenta una marcata componente argillosa ed è riferibile al Cretacico inferiore. Al di sopra di essa possono essere individuate, nell'area esaminata, due unità anch'esse in facies di flysch ma a componente argillosa meno marcata: la Formazione di S. Fiora e l'Unità dell'Alberese. La prima, di età cretacea superiore-paleocenica, affiora in lembi ridotti in prossimità di M. Rufeno e in corrispondenza dello spartiacque occidentale in località Poggio Roccone; essa è costituita da alternanze di calcareniti, calcilutiti e arenarie carbonatiche, con sporadiche intercalazioni di siltiti ed argille. L'Unità dell'Alberese affiora in lembi più ampi in corrispondenza dello spartiacque orientale a Sud di M. Cetona (area di Fighine) ed è costituita da alternanze di calcilutiti biancastre, calcareniti, calcari marnosi e marne grigie o rossastre; essa è riferibile al Paleocene-Eocene.

Formazioni del ciclo neogenico toscano

Sono riuniti in questo gruppo i litotipi originatisi in seguito all'ingressione marina pliocenica, legata a una tettonica distensiva che ha provocato la formazione di *horst* e *graben*. Questi sedimenti costituiscono il colmamento della depressione tettonica diretta quasi in direzione Nord-Sud, nota come *Graben di Radicofani*, e sono rappresentati da potenti spessori di argille marine che passano verso l'alto e verso le zone periferiche a depositi costieri caratterizzati da intercalazioni di argille sabbiose, sabbie organogene e conglomerati. Nella parte centrale del bacino di sedimentazione i fossili rinvenuti hanno permesso di attribuire questi depositi al Pliocene inferiore.

Il ciclo marino si chiude con depositi del Pliocene medio, costituiti essenzialmente da argille sabbiose, sabbie e conglomerati, che affiorano ampiamente sia in destra che in sinistra del Torrente Paglia.

Formazioni vulcaniche

Fanno parte di questo gruppo le formazioni legate all'attività vulcanica quaternaria del Monte Amiata, dell'apparato di Radicofani e del Complesso vulsino.

Il vulcanismo del M. Amiata appartiene alla «provincia petrografica tosko-laziale» ed è caratterizzato da un chimismo di tipo essenzialmente acido, legato alla risalita di magmi anatectici. I prodotti più antichi, di età pleistocenica, sono rappresentati da ignimbriti e reoignimbriti quarzo-latitiche, fuoriuscite da una serie di fratture lineari. Queste manifestazioni sono state seguite da effusioni di lave, anch'esse quarzo-latitiche, che hanno originato una serie di edifici cupoliformi e vere e proprie colate vetrose. Quest'ultima attività rappresenta la fase finale delle effusioni del M. Amiata ed è datata intorno a 0,4 m.a. dal presente.

L'apparato di Radicofani, situato presso la zona centrale dello spartiacque settentrionale del bacino, ha un'estensione estremamente ridotta e risulta parzialmente smantellato dall'azione degli agenti esogeni. Esso si presenta attualmente come un tipico *neck* costituito prevalentemente da trachibasalti e andesiti oliviniche, seguite verso l'alto da scorie olivinotrachitiche. La sua età è riferibile al Pleistocene.

Il vulcanismo del Complesso vulsino appartiene alla «provincia petrografica romana» ed è caratterizzato da un'attività di tipo alcalino-potassico. I prodotti di questo complesso affiorano diffusamente nel settore meridionale del bacino in esame e sono rappresentati da lave tefritiche, trachibasaltiche e leucititiche, alle quali seguono numerosi coni di scorie locali, colate piroclastiche litoidi e prodotti di ricaduta provenienti dai centri di emissione di Bolsena e di Latera. L'attività vulcanica vulsina è riferibile al Pleistocene (AMODIO & *alii*, 1987).

CARATTERISTICHE TETTONICHE

L'assetto strutturale dell'area che comprende il bacino del Torrente Paglia è il risultato di una serie di eventi tettonici che si sono susseguiti a partire dall'Oligocene superiore. Schematicamente possono essere riconosciute le seguenti fasi:

I fase - Compresa tra l'Oligocene superiore e il Tortoniano, questa fase è caratterizzata da un motivo tettonico compressivo di tipo plastico, legato all'attività più importante del diastrofismo appenninico. Le Unità liguridi si accavallano tettonicamente sulla serie toscana e quest'ultima viene a sua volta ripiegata e parzialmente traslata verso Est.

II fase - Inizia a partire dal Tortoniano superiore ed è caratterizzata da un motivo tettonico distensivo di stile rigido, responsabile della nascita dei bacini pliocenici e delle deformazioni ad *horst* e *graben*. A questo motivo sono da attribuire la formazione degli *horst* di Monte Cetona e di Monte Civitella-Monte Elmo e del *graben* di Radicofani, nel quale è impostato attualmente il bacino del Torrente Paglia.

III fase - Inizia nel tardo Pliocene medio ed interessa parte del Pleistocene inferiore. In questa fase i sedimenti pliocenici depositatisi nel *graben* di Radicofani vengono sollevati e parzialmente piegati, in seguito all'inarcamento di una dorsale mediana strettamente legato alla risalita di magmi anatectici. Quest'ultima origina nel Pleistocene il vulcanismo del Monte Amiata.

IV fase - Riconducibile al Pleistocene inferiore, questa fase è caratterizzata da un nuovo motivo tettonico distensivo che determina il collasso del settore attualmente occupato dal Complesso vulsino lungo faglie dirette circa in direzione NE-SW, guidando le manifestazioni vulcaniche alcalino-potassiche di tale complesso.

Da un punto di vista strutturale le singole formazioni affioranti nel bacino esaminato possono essere raggruppate nelle seguenti unità: a) Complesso Toscanide; b) Com-

plesso Liguride; c) Complesso Neoautoctono; d) Unità quaternarie.

Le formazioni del Complesso Toscanide presentano generalmente uno stile tettonico a pieghe, caratterizzato da anticlinali e sinclinali, spesso rovesciate e con assi arcuati, e da scollamenti e laminazioni che si verificano a qualsiasi livello, specialmente in corrispondenza dei termini più plastici. Gli esempi più evidenti di questo stile tettonico possono essere osservati in corrispondenza della dorsale del M. Cetona, costituita da un'anticlinale rovesciata con asse a direzione Nord-Sud e vergenza verso Est.

Le unità del Complesso Liguride presentano anch'esse uno stile plastico molto evidente, caratteristico di un regime di forte compressione. Le strutture più tipiche sono rappresentate da sinclinali e anticlinali spesso contorte, coricate o rovesciate, e da grosse scaglie a disposizione spesso embricata; nell'unità delle argille e calcari palombini, contenenti anche masse ofiolitiche, si osservano inoltre sia strutture scompagnate che fenomeni di pieghettatura minuta delle argille e notevoli stiramenti dei livelli calcarei. L'insieme di queste strutture indica in modo evidente l'allocatione di grande distanza tipica di questo complesso.

Sia il Complesso Toscanide che quello Liguride sono stati interessati anche da una successiva tettonica di tipo rigido, che li ha dislocati in una serie di blocchi sollevati e ribassati, con un assetto ad *horst* e *graben*.

Il Complesso Neoautoctono, notevolmente plastico, è caratterizzato da una serie di anticlinali e di sinclinali poco pronunciate, con assi a direzione NNW-SSE; tali deformazioni possono essere considerate come fenomeni secondari connessi con il sollevamento dei sedimenti di questo complesso, legato alla risalita verso la superficie di magmi anatettici.

Le unità quaternarie, infine, si presentano in genere poco disturbate tettonicamente; fanno eccezione solo alcune vulcaniti del M. Amiata, interessate da faglie che hanno provocato collassi di tipo vulcano-tettonico durante le fasi evolutive dell'apparato vulcanico.

PROCESSI E FORME DI DENUDAZIONE

Le indagini sulle forme e sui processi di denudazione nel bacino del Torrente Paglia sono state condotte in primo luogo attraverso un organico rilevamento geomorfologico, per il quale ci si è serviti soprattutto della aerofotointerpretazione, sia nelle fasi preliminari di individuazione dei principali morfotipi presenti, sia nelle fasi conclusive di armonizzazione e integrazione dei rilievi di campagna. Anche questi, infatti, hanno avuto ampio sviluppo ed hanno fornito un contributo decisivo per la redazione della *carta delle forme e dei processi di denudazione*, elaborata alla scala 1:25.000 e stampata alla scala 1:50.000 per motivi di carattere redazionale.

I criteri adottati per evidenziare le varie forme di modellamento derivano da quelli proposti da Autori appartenenti a varie scuole geomorfologiche (TRICART & *alii*, 1970; VERSTAPPEN, 1970; DEMEK, 1972; PANIZZA, 1972, 1973; PELLEGRINI, 1976; DRAMIS & *alii*, 1979; GRUPPO NAZIO-

NALE C.N.R. «GEOGRAFIA FISICA E GEOMORFOLOGIA», 1987).

Nel presente lavoro sono stati presi in esame, accanto ai processi la cui attività è realmente continua, anche i fenomeni che si manifestano in modo periodico; sono stati, inoltre, considerati i processi che si realizzano solo occasionalmente, in concomitanza di situazioni particolari o a seguito di eventi critici. Le principali forme e i processi individuati sono stati raggruppati in categorie, sulla base della prevalenza dell'«agente» giudicato come primo responsabile del fenomeno: gravità, acque dilavanti, acque incanalate. Il bacino del Torrente Paglia, infatti, è contraddistinto dalla presenza di morfotipi che costituiscono soprattutto il risultato dei processi gravitativi e dell'azione delle acque correnti. Tuttavia, non sono state trascurate le più importanti forme strutturali e poligeniche, tenendo presente che la conformazione generale del bacino è marcatamente segnata dall'assetto a *graben* e dalla presenza di litotipi diversi.

Come già accennato, le indagini sono state effettuate sia attraverso il rilevamento geomorfologico sia attraverso l'analisi geomorfica quantitativa. Qui di seguito sono esposti i principali risultati del rilevamento, mentre si rimanda al capitolo successivo per l'illustrazione di quelli emersi dall'analisi geomorfica quantitativa.

Forme connesse prevalentemente con l'azione della gravità.

L'azione morfogenetica esercitata dalla gravità si manifesta su gran parte del bacino esaminato. Essa si esplica con intensità, meccanismi e risultati diversi a seconda delle caratteristiche geologiche, geotecniche, idrologiche e geomorfiche delle formazioni interessate e delle relative coltri di degradazione superficiale. Nel presente lavoro sono stati presi in considerazione soprattutto gli aspetti più spiccatamente geomorfologici.

I fenomeni gravitativi più frequenti sono senz'altro le *deformazioni lente*, riconducibili alla tipologia dei *creep* (fig. 1). Esse si riscontrano sia sul versante destro del Torrente Paglia, (nei sottobacini del T. Pagliola, del T. Minestrone, del T. Senna e del T. Siele) sia sul versante sinistro (nei sottobacini del T. Rigo e del T. Elvella). La loro presenza è apparsa così diffusa che nella rappresentazione cartografica sono stati indicati solo quei tratti di versante interessati da evidenti indizi di movimento esteso anche al substrato e non limitato alla sola coltre di degradazione superficiale. Tali aree appaiono caratterizzate da irregolarità topografiche (depressioni, rigonfiamenti, contropendenze) dovute al lento flusso, cui talora si associano cospicue crepe di tensione che possono preludere anche a movimenti repentini. Le deformazioni lente e profonde interessano i litotipi ad elevata componente argillosa (argille plioceniche, subordinatamente formazioni flyschoidi e coltri di degradazione del flysch di S. Fiora e dell'Alberese), specie se in aree prive di copertura boschiva, anche se caratterizzate da basse acclività.

Tra le frane vere e proprie, le più diffuse sono rappresentate da scoscendimenti, colate e crolli.

Gli *scoscendimenti* più vistosi sono in genere caratte-



FIG. 1 - Versante interessato da deformazioni lente, in località Ponte delle Gorgacce (bacino del T. Siele).



FIG. 2 - Scoscendimento di tipo multiplo nelle argille plioceniche (strada Sforzesca - S. Giovanni delle Contee).

rizzati, nella parte sommitale, dalla tipica rottura da tensione con andamento a corona e da crepe longitudinali lungo i fianchi. Tale tipo di dissesto (fig. 2) è particolarmente presente nella parte alta del versante destro del bacino del Torrente Paglia; degni di rilievo sono quelli della zona di Piancastagnaio e Abbadia S. Salvatore, ove sono frequenti gli scoscendimenti di tipo multiplo. Scoscendimenti si rilevano anche sul versante sinistro, specie nei sottobacini del T. Rigo e del T. Elvella. In particolare è risultato che essi sono tipici delle formazioni complesse e soprattutto di quelle flyschoidi; subordinatamente, sono presenti anche nelle formazioni neogeniche argillose contenenti interstrati ciottoloso-sabbiosi.

Le *colate* coinvolgono in genere sia terreni a grana fine, sia detriti grossolani. Colate di fango interessano di norma le coltri di degradazione delle argille plioceniche, nelle quali di frequente sono associate a «lame» superficiali e ad erosione accelerata dei versanti calanchivi, ove il flusso si concentra lungo i solchi principali. Non mancano le colate di detrito, che si rilevano soprattutto nei litotipi incoerenti e nel regolite delle formazioni complesse; esse possono assumere anche notevoli dimensioni, come si osserva sul versante destro del T. Senna, laddove affiorano — in piccoli lembi — livelli conglomeratici debolmente cementati contenenti lenti di sabbie e di argille. Fattori determinanti di questo tipo di dissesto, unitamente alle anzidette caratteristiche litologiche, sono l'elevata presenza di acqua e l'assenza di copertura forestale.

I *crolli* sono frequenti lungo le pareti delle formazioni litiche caratterizzate da profili con elevate pendenze e da accentuate discontinuità e disomogeneità litologiche. Fra tali formazioni si collocano in prima linea le vulcaniti del M. Amiata, dei Vulsini e, specie, di Radicofani, interessate da una fratturazione molto densa. Ne derivano estese e spesse coltri detritiche, che talora caratterizzano interi tratti dei versanti: tipica è quella rilevata presso Acquapendente, ai piedi della scarpata che costituisce la cornice della superficie strutturale formata dalle vulcaniti vulsine.

Zone soggette a crolli si rilevano anche nelle formazioni calcaree; in particolare, si concentrano nelle aree più tettonizzate delle strutture carbonatiche di M. Cetona e di M. Civitella.

Forme connesse prevalentemente con l'azione delle acque correnti superficiali.

L'azione morfogenetica esercitata nel bacino del Torrente Paglia dalle acque correnti superficiali si esplica sia attraverso i processi areali svolti dalle acque dilavanti, sia mediante l'erosione lineare esercitata dalle acque incanalate.

Il dilavamento avviene ad opera di uno scorrimento diffuso sia di sottili lame d'acqua, sia di un fittissimo reticolo di minuti rivoli, mutevoli da un evento piovoso all'altro. Esso è attivo soprattutto sui versanti privi di copertura vegetale, anche scarsamente inclinati, costituiti da terreni incoerenti: litotipi argillosi, sabbiosi e ciottolosi, coltri di degradazione dei complessi flyschoidi. Laddove a tali caratteristiche si aggiunge una certa acclività, l'*erosione areale* è più intensa e può consistere nell'asportazione degli elementi con granulometria media, oltre che fine. Fra le zone maggiormente interessate, si segnalano la testata del bacino del T. Rigo, il versante sinistro del T. Minestrone e il bacino del T. Senna. Anche se nella *carta delle forme e dei processi di denudazione* il ruscellamento diffuso è indicato solo laddove costituisce il processo nettamente prevalente, prescindendo dalla effettiva estensione delle singole zone interessate, occorre rimarcare che si tratta di un processo notevolmente esteso in tutto il bacino. È da segnalare, fra l'altro, la sua presenza persino in qualche zona di interfluvio, in cui sono state rilevate singolari forme di denudazione. Queste, parzialmente riprodotte nella fig. 3, consistono in dossi delle dimensioni di alcuni metri, separati da un intrico di depressioni e solchi a debole pendenza. Ad un primo esame, esse sono apparse ascrivibili all'azione erosiva esercitata dalla pioggia battente e dal

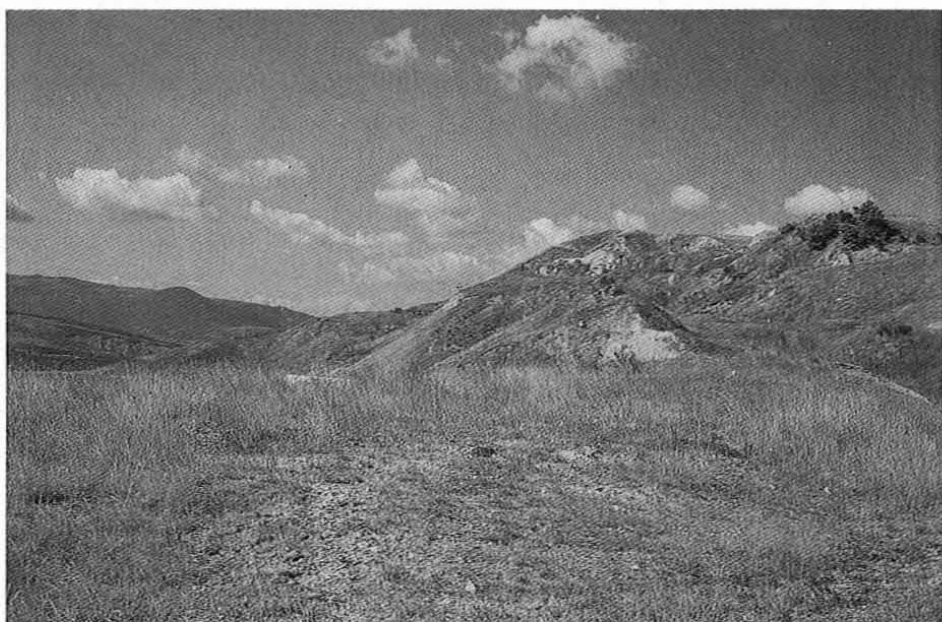


FIG. 3 - Forme erosive in zona di interfluvio (bacino del T. Rigo).



FIG. 4 - Solchi di erosione (*rill*) su sezione di scavo costituita da livelli sabbiosi, limosi e conglomeratici del Pliocene superiore, affioranti lungo la strada Celle sul Rigo - Radiconfani (Poggio al Vento).

dilavamento su un interfluvio isolato, fortemente sconnesso e disarticolato dalla retrogressione dei circostanti movimenti in massa, attivi all'intorno, praticamente lungo tutti i versanti contigui.

Solo in rare zone il dilavamento produce depositi coluviali, che sono comunque caratterizzati da scarsa estensione. Il ruscellamento, infatti, di norma si innesta nel sistema idrografico principale e questo, in rapporto alle sue fasi di attività, provvede ad eliminare abbastanza prontamente i materiali del dilavamento, peraltro caratterizzati da ridotte dimensioni.

Sulle superfici spoglie, costituite da terreni incoerenti e contraddistinte da pendenze elevate e da uno sviluppo massimo non superiore a qualche decina di metri, lo scorrimento è diverso. Esso, infatti, già nelle fasi iniziali appare organizzato secondo linee di ruscellamento embrionale in rivoli (*rill erosion*) o di ruscellamento concentrato in solchi (*gully erosion*); tali linee di deflusso sono subparallele, piuttosto fitte e disposte secondo la massima pendenza. Rivoli e solchi di ruscellamento, la cui profondità è variabile dal decimetro ad alcuni metri, si riscontrano nei terreni fortemente soggetti a degradazione meteorica oppure a rimaneggiamento antropico (seminativi); si osservano, inoltre, tipicamente, sui fianchi di vallecicole percorse da torrenti in fase di approfondimento, lungo le corone di frana e sui tagli artificiali (fig. 4).

Le forme di dilavamento più appariscenti sono costituite dai *calanchi*. Questi si presentano nel loro aspetto tipico e sono concentrati soprattutto nella porzione alta del bacino del Torrente Paglia e nel bacino del T. Rigo. Qui, infatti, l'erosione fluviale ha creato le necessarie condizioni di elevata acclività, cui si associa anche una prevalente esposizione dei versanti a Sud. Non mancano casi, inoltre, nei quali appare netto il ruolo o, comunque, il concorso sostanziale di situazioni giaciture favorevoli; queste si riscontrano, ad esempio, nella parte alta del bacino del T. Rigo e immediatamente a Sud di Celle sul Rigo, ove incisioni vallive monoclinali hanno indotto una dissimmetria dei versanti e lo sviluppo dei calanchi su quelli più acclivi, con strati a reggipoggio. Ma nell'intero bacino esaminato occorre segnalare anche il ruolo determinante svolto, ai fini della morfogenesi calanchiva, dalla presenza, a luoghi, di un'altra condizione strutturale propizia, ossia l'esistenza, al di sopra delle argille plioceniche, di una copertura più resistente, costituita, oltre che da sabbie conglomeratiche sommitali, soprattutto dai tufi litoidi del Complesso vulcanico vulsino. Il ruolo di protezione svolto da tale copertura nei confronti del versante sottostante (SCHEIDEGGER, 1961, 1963, 1970), determina in questo le forti inclinazioni necessarie per lo sviluppo dei calanchi; tale ruolo è inequivocabilmente evidenziato soprattutto nel versante destro del T. Siele, sito a Nord di S. Giovanni delle

FIG. 5 - Bacino del T. Rigo: morfologia calanchiva, cui si associa un cospicuo scoscendimento, visibile solo parzialmente in primo piano.

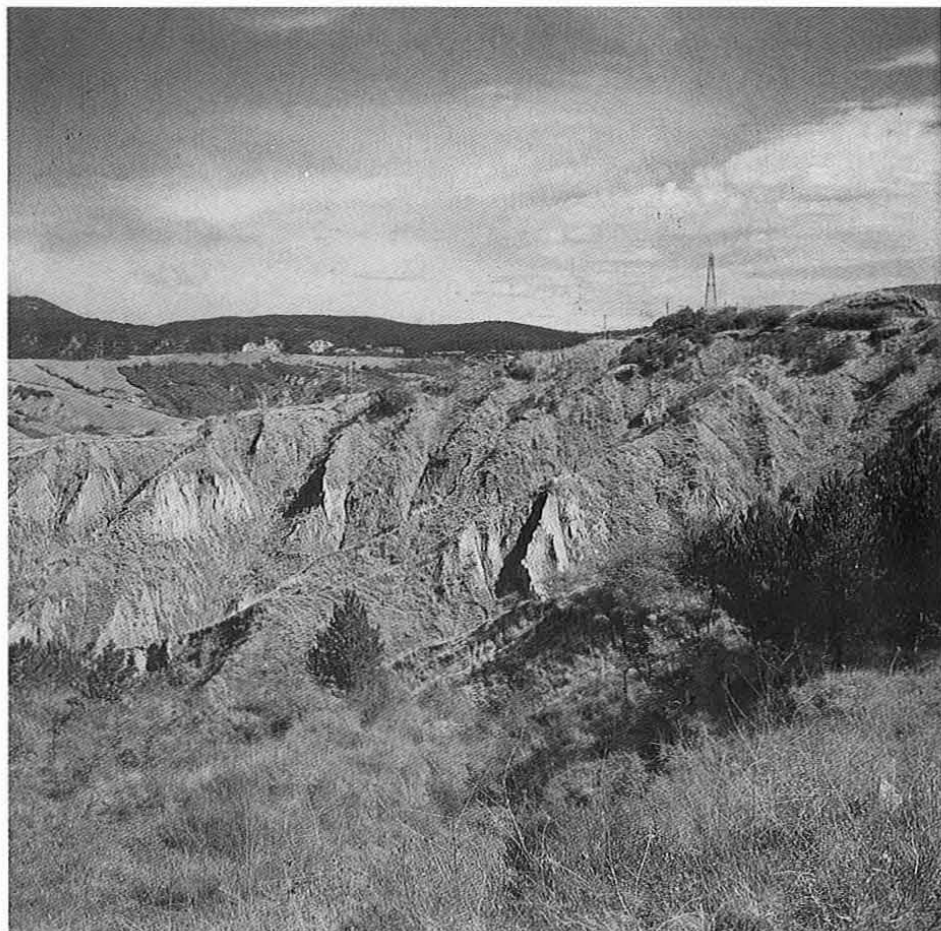


FIG. 6 - In primo piano: incisione fluviale a V nel bacino del T. Rigo. In secondo piano: versante argilloso interessato da deformazioni lente della coltre alterata.

Contee, ove si ha una significativa concentrazione di calanchi, certamente non attribuibile alla netta esposizione a settentrione.

Di frequente i calanchi si associano a cospicui movimenti in massa (fig. 5), influenzandosi reciprocamente: da un lato i calanchi possono originarsi sulle facciate delle corone di frana, quando queste assumono dimensioni cospicue; dall'altro essi possono costituire la causa determinante delle frane stesse, per via dello scalzamento e della decompressione cui sottopongono il versante.

L'*erosione fluviale* (in senso lato) costituisce uno dei processi morfogenetici più efficaci nell'area esaminata. La conformazione del bacino del Torrente Paglia, infatti, se da un lato è decisamente controllata nelle linee generali dall'assetto strutturale, dall'altro costituisce l'espressione altrettanto netta dell'azione esercitata dal sistema idrografico; i corsi d'acqua sono fra gli agenti morfogenetici più evidenti nel paesaggio del *graben* di Radicofani. Questo è, infatti, disseccato da un ventaglio di valli confluenti, le quali sono articolate secondo una geometria essenzialmente di tipo dendritico. Tali valli sono, ovviamente, caratterizzate da una certa diversità di conformazioni che riflettono non solo le differenti condizioni litologiche, ma anche le vicende vulcaniche e neotettoniche subite dalle diverse zone. Infatti, accanto a valli strette e profondamente incise, se ne riscontrano altre ampie, a fondo piatto e terrazzate.

Nella maggior parte di esse, comunque, si rilevano fenomeni erosivi in atto.

In fase di approfondimento sono i corsi d'acqua della zona di M. Rufeno (T. Tirolle, T. Fossatello) e quelli dell'alto bacino del T. Rigo (fig. 6). Questo fenomeno appare ancora più netto su tutto il versante destro del bacino del Torrente Paglia, specie nelle zone di testata del T. Siele, T. Senna, T. Minestrone e T. Pagliola; lungo i tratti mediani tali corsi d'acqua incidono le proprie alluvioni, creando scarpate dell'ordine del metro (fig. 7). Interessata da processi erosivi è anche la zona meridionale occupata dalle vulcaniti vulsine, nelle quali si osserva approfondimento degli alvei sia nelle alluvioni sia nel substrato tufaceo.

Numerosi sono i corsi d'acqua nei quali si è riscontrata anche un'attiva erosione di sponda. Essa, laddove si esplica in maniera cospicua e continua, si coniuga con una diffusa destabilizzazione del versante, testimoniata dalle numerose frane per scalzamento al piede presenti nel bacino del T. Pagliola, T. Senna e del T. Siele.

L'insieme dei processi di denudazione dà luogo ad un elevato carico solido dei corsi d'acqua, costituito prevalentemente da materiali fini, ai quali si associa, comunque, una significativa frazione grossolana (fig. 8).

In definitiva, la maggior parte del bacino è interessata da consistenti processi di denudazione. Come già evidenziato e come sarà ulteriormente approfondito nei prossimi

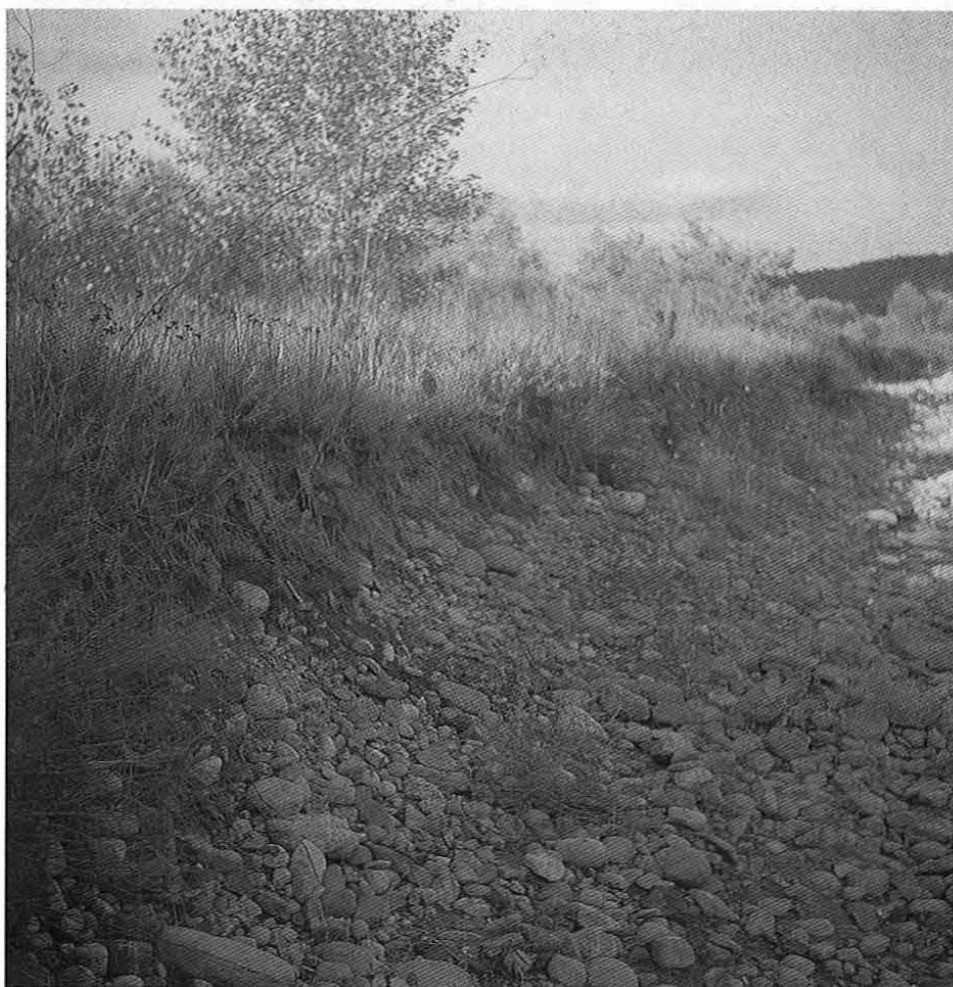
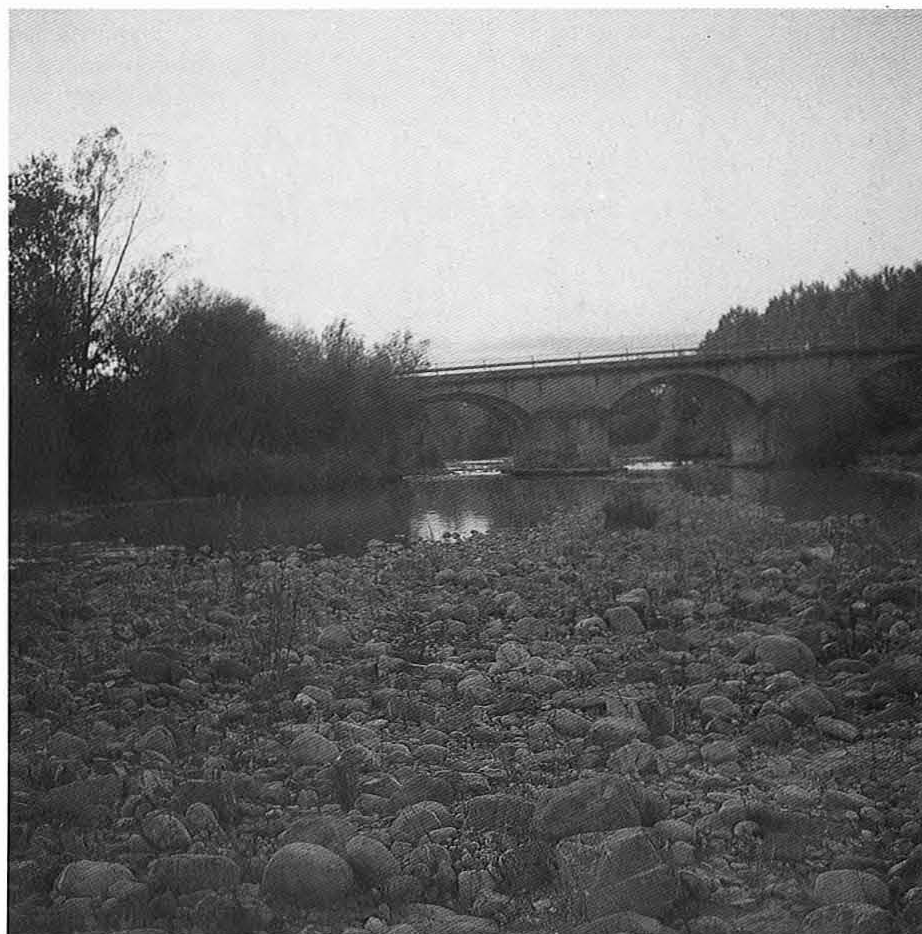


FIG. 7 - Alluvioni recenti incise dal T. Rigo: si tratta prevalentemente di ciottoli calcarei, calcareo-marnosi ed arenacei di dimensioni medie comprese fra 10 e 20 cm.

FIG. 8 - Alveo del Torrente Paglia nella zona di Ponte Gregoriano. I ciottoli di natura sedimentaria sono prevalenti rispetto a quelli piroclastici; le dimensioni massime riscontrate sono dell'ordine di diversi dm³.



paragrafi, la tipologia, la concentrazione e l'intensità di tali processi sono funzione di diversi fattori, soprattutto litologici e morfologici; essi sono connessi anche al sollevamento neotettonico che interessa attivamente (COSTANTINI & *alii*, 1978) estese aree del bacino del Torrente Paglia ed in particolare la dorsale M. Amiata - Radicofani, l'alto versante destro dal T. Pagliola fin oltre Castell'Azara, l'alto bacino del T. Rigo, la zona di M. Rufeno e Torre Alfina.

ANALISI GEOMORFICA QUANTITATIVA

Al fine di determinare il possibile apporto della Geomorfologia quantitativa allo studio dei processi di denudazione in atto nel bacino idrografico del Torrente Paglia, sono state prese in esame alcune caratteristiche morfometriche che certamente condizionano, in qualche misura, la tipologia e la diffusione di tali processi e che a loro volta ne sono più o meno influenzate.

Inizialmente l'indagine geomorfica quantitativa è stata applicata alla rete idrografica, considerando sia la *densità di drenaggio* che i parametri espressivi dello stato di *gerarchizzazione del reticolo*. Successivamente si è ritenuto opportuno analizzare anche la distribuzione areale del parametro *energia di rilievo*, ossia l'andamento dei dislivelli nell'ambito del bacino; a questi, infatti, sono senza dubbio

legati sia i processi gravitativi (movimenti in massa), sia i processi dovuti alle acque correnti superficiali. Entrambe queste categorie di processi, come già visto, svolgono un ruolo molto importante nel modellamento dell'area esaminata. Infine, a completamento dell'indagine geomorfica quantitativa è stata condotta l'*analisi ipsometrica*, con l'intento di valutare lo stato di equilibrio del bacino idrografico; difatti tale stato dipende, almeno in parte, dall'entità e dalla velocità dei processi di denudazione che operano attualmente nel bacino.

Per poter eseguire uno studio morfometrico di dettaglio, l'intero bacino del Torrente Paglia è stato suddiviso in 28 sottobacini principali (v. carta allegata e tabb. 1, 2). In un caso particolare la notevole disomogeneità nella distribuzione spaziale delle aste fluviali (bacino del T. Siele, n. 15) ha reso necessaria anche l'ulteriore suddivisione in due bacini parziali minori: il primo (15a) comprende la zona di testata, ove prevalgono i litotipi flyschoidi; il secondo (15b) si riferisce al principale affluente di destra, impostato quasi esclusivamente sulle argille plioceniche.

Andamento e sviluppo del reticolo idrografico

Il reticolo idrografico è stato analizzato nei suoi aspetti generali e particolari, mediante osservazioni cartografiche, aerofotografiche e di terreno; esso è stato rappresentato in scala 1:25.000, tenendo conto di tutte le possibili vie di drenaggio superficiale presenti nel bacino.

TABELLA 1

Bacino	A (km ²)	Ga	ga	Δa
1	8,45	373	44,14	1,14
2	29,73	333	11,20	1,17
3	1,32	28	21,21	0,58
4	9,69	418	43,14	1,38
5	1,07	31	28,97	1,30
6	1,49	28	18,79	0,32
7	1,98	90	45,45	0,91
8	1,46	57	39,04	0,88
9	25,89	510	19,70	1,20
10	3,20	163	50,94	1,54
11	37,53	459	12,23	1,20
12	3,20	29	9,06	0,57
13	58,56	2101	35,88	1,50
14	4,52	19	4,20	0,57
15	44,44	1080	24,30	1,30
16	57,43	1078	18,77	1,17
17	3,78	19	5,03	0,37
18	3,13	20	6,39	0,27
19	17,77	400	22,51	1,72
20	112,00	840	7,50	0,87
21	2,47	11	4,45	0,41
22	1,75	0	0,00	0,00
23	36,19	148	4,09	0,60
24	18,04	83	4,60	1,36
25	5,61	31	5,53	0,84
26	2,11	4	1,90	0,44
27	32,80	82	2,50	0,77
28	8,02	47	5,86	0,72
Intero bacino	559,38	10718	19,16	1,37

TABELLA 2

Bacino	D (km/km ²)	Δa	Tu (tonn/km ² /anno)
1	9,04	1,14	7821
2	4,82	1,17	1360
3	8,53	0,58	5551
4	7,57	1,38	5143
5	7,60	1,30	5068
6	10,87	0,32	10058
7	10,58	0,91	11272
8	9,68	0,88	8709
9	5,08	1,20	1591
10	7,45	1,54	5179
11	4,85	1,20	1397
12	5,70	0,57	1792
13	6,85	1,50	4042
14	3,90	0,57	620
15	5,82	1,30	2403
16	6,02	1,17	2533
17	5,34	0,37	1400
18	6,41	0,27	2259
19	4,99	1,72	1789
20	4,09	0,87	780
21	5,25	0,41	1352
22	4,80	0,00	966
23	3,75	0,60	561
24	2,30	1,36	402
25	4,74	0,84	1167
26	2,11	0,44	283
27	2,47	0,77	348
28	4,25	0,72	820
Intero bacino	5,03	1,37	1634

L'esame della rete idrografica rivela come l'andamento dei corsi d'acqua risenta in notevole misura delle caratteristiche tettoniche e soprattutto di quelle litologiche.

L'esistenza stessa del *graben* di Radicofani ha certamente condizionato l'impostazione del bacino idrografico, determinando le pendenze dominanti, secondo le quali scorrono i corsi d'acqua maggiori. Il collettore principale occupa la porzione centrale di tale *graben*, del quale segue l'andamento per buona parte del suo corso. Soltanto in prossimità della parte finale il T. Paglia devia verso Est ed assume una direzione di scorrimento analoga a quella del T. Stridone, suo affluente di destra. In questo tratto, che precede un'ulteriore e più breve deviazione verso NE, esso corre per circa 7 km in corrispondenza del limite tra le vulcaniti vulsine e i litotipi sedimentari.

Le condizioni litologiche hanno influenzato ed influenzano sensibilmente lo sviluppo della rete idrografica. Le zone con litotipi flyschoidi, drenate da un reticolo prevalentemente dendritico, si presentano mediamente disseccate, con valori della *densità di drenaggio (D)* (HORTON, 1945) compresi generalmente tra 4 e 6; le argille plioceniche sono invece interessate da un reticolo per lo più pinnato, assai fitto, la cui densità supera spesso i 7-8 km/km². Infine, i litotipi vulcanici, solcati da corsi d'acqua ad andamento parallelo, sono i meno disseccati; la densità di drenaggio assume, infatti, valori che scendono frequentemente intorno ai 3 km/km² (tab. 2).

Gerarchizzazione della rete idrografica

Il grado di organizzazione della rete idrografica è stato valutato mediante l'*indice (Δa)* e la *densità (ga) di anomalia gerarchica* (AVENA & alii, 1967; AVENA & LUPA PALMIERI, 1969), calcolati sia per l'intero bacino che per i bacini parziali considerati (tab. 1). I valori di tali parametri relativi all'intero bacino del Torrente Paglia evidenziano che la rete idrografica considerata è nell'insieme scarsamente organizzata. Un esame dettagliato mette in luce come la modesta organizzazione complessiva rifletta una situazione intermedia tra quella di bacini parziali con reticoli fortemente disorganizzati (bacini n. 1, 4, 7, 8, 10 e 13) e quella di bacini nei quali il drenaggio superficiale si presenta meglio organizzato (bacini n. 14, 17, 18, 20, 21, 23, 24, 27 e 28).

Particolarmente interessante appare l'analisi della densità di anomalia gerarchica (*ga*), i cui valori variano tra un minimo di 0 (bacino n. 22) e un massimo di 50,94 (bacino n. 10).

Sulla base di tale parametro e tenendo conto anche della densità di drenaggio, è possibile distinguere i bacini parziali in quattro gruppi, ciascuno dei quali è caratterizzato non solo da determinate condizioni del reticolo idrografico, ma anche da processi di denudazione ben definiti e differenziati.

Il primo gruppo, con valori di *ga* compresi tra 0 e 7,50, comprende i bacini prevalentemente impostati sui litotipi vulcanici vulsini, mediamente drenati ($D \approx 3$) e interessati da corsi d'acqua ad andamento parallelo. La marcata erosione lineare operata da questi ultimi rappresenta senza dub-

bio l'azione morfogenetica predominante, mentre sono decisamente subordinati i processi gravitativi limitati a qualche locale frana di crollo.

Valori di ga compresi tra 9,06 e 12,23 sono caratteristici dei bacini impostati sui litotipi flyschoidi, con densità di drenaggio intorno a 4-5 e reticolo idrografico per lo più dendritico. Rispetto al gruppo precedente l'erosione lineare delle acque incanalate risulta meno marcata, mentre assume una certa importanza il ruscellamento diffuso; compaiono inoltre fenomeni di dissesto rappresentati soprattutto da deformazioni lente, alle quali si associano anche movimenti franosi.

Il terzo gruppo comprende i bacini con valori di ga compresi tra 18,77 e 24,30. Si tratta di bacini impostati sia sui litotipi flyschoidi che su quelli argillosi pliocenici, anche se gli affioramenti di questi ultimi presentano spesso estensione subordinata. Il reticolo idrografico, ad andamento dendritico e talvolta pinnato, si presenta nel complesso più denso ($D > 6$). L'approfondimento verticale dei corsi d'acqua assume nuovamente un'importanza di primo piano. A differenza di quanto osservato a proposito dei bacini del primo gruppo, in questi casi le particolari condizioni litologiche consentono il verificarsi di intensi processi sui versanti. Questi, infatti, sono interessati da cospicuo ruscellamento diffuso e da marcati fenomeni di deformazioni lente (*creep*) accompagnati anche da movimenti franosi.

Infine, il quarto gruppo individuato comprende i bacini con rete idrografica molto disorganizzata (ga compreso tra 28,97 e 50,94) e assai densa ($D \approx 8$), che sono impostati quasi esclusivamente sulle argille plioceniche. L'erosione calanchiva assai diffusa ed intensa rappresenta senza dubbio il processo di denudazione dominante nei bacini di questo gruppo; assai spinti sono comunque anche i fenomeni di ruscellamento diffuso, ai quali si affianca l'azione erosiva di numerosi rivoli. Inoltre, i versanti non interessati da calanchi sono spesso sede di deformazioni lente e di vere e proprie colate.

Le considerazioni finora esposte consentono di evidenziare come nei bacini esaminati esistano significativi legami tra il grado di organizzazione della rete idrografica, espresso mediante la densità di anomalia gerarchica, e la tipologia e l'intensità dei processi di denudazione. Più precisamente, è possibile affermare che bassi valori di ga , cui corrispondono reticoli bene organizzati, si registrano quando i processi di denudazione sono operati prevalentemente dalle acque incanalate, mentre l'erosione areale appare nettamente subordinata. All'opposto, i valori più elevati di ga si hanno nel caso di bacini interessati prevalentemente da diffusi ed intensi processi di erosione areale e calanchiva, mentre l'azione dei corsi d'acqua assume un aspetto di secondaria importanza. Valori intermedi del parametro ga caratterizzano invece bacini idrografici interessati in misura pressoché uguale da processi di erosione lineare e da processi di erosione areale; tuttavia, anche in questi casi si può osservare come i valori di ga siano più elevati quando cresce l'intensità dei processi di erosione areale sui versanti. Infine, il valore della densità dell'anomalia gerarchica relativo all'intero bacino del Torrente Paglia ($ga = 19,16$) testimonia come il grado di organizzazione della rete idro-

grafica esaminata corrisponda a quello già annotato per i bacini parziali nei quali al marcato approfondimento lineare dei corsi d'acqua si accompagnano intensi processi di denudazione sui versanti.

Di più difficile definizione appare il rapporto tra l'indice di anomalia gerarchica (Δa) e i processi di denudazione in atto nei vari bacini parziali considerati. Difatti nei casi in esame tale parametro presenta una variabilità assai ridotta (valori compresi tra 0 e 1,72). In linea generale, tuttavia, è possibile distinguere due gruppi di bacini in funzione del valore di Δa .

Il primo gruppo di bacini presenta valori di Δa inferiori all'unità: si tratta di bacini che si sviluppano per la maggior parte sulle vulcaniti vulsine o sui flysch della parte più valliva dell'area esaminata. In questi casi i processi di denudazione più efficaci sono operati dalle acque correnti incanalate. Nell'ambito di questo gruppo fa eccezione il bacino n. 24, che presenta un indice di anomalia gerarchica maggiore di 1 ($\Delta a = 1,36$); tale valore si può in parte giustificare considerando che la geometria delle linee di drenaggio di questo bacino, impostato interamente sulle vulcaniti, è strettamente controllata dalle condizioni tettoniche. Un discorso analogo può essere fatto per i bacini appartenenti a questo gruppo che presentano valori di Δa prossimi a 1 (bacini n. 20, 25 e 27).

Il secondo gruppo è caratterizzato da valori di Δa generalmente maggiori di 1 e comprende i bacini impostati sui litotipi argillosi e/o flyschoidi, nei quali prevalgono i processi di erosione areale. Fanno eccezione i bacini n. 3, 6, 7, 8 e 12, tutti di piccole dimensioni, che pur avendo le caratteristiche litologiche e morfologiche dei bacini del primo gruppo, presentano valori di Δa minori di 1.

Infine, il valore dell'indice di anomalia gerarchica calcolato per l'intera rete idrografica del bacino del T. Paglia ($\Delta a = 1,51$) indica, analogamente a quanto già osservato con la densità di anomalia gerarchica, che nell'ambito dell'area esaminata i processi di erosione areale sono particolarmente efficaci.

Energia di rilievo

Per eseguire una dettagliata analisi della configurazione orografica e della sua influenza sulla tipologia e sull'intensità dei processi di denudazione nel bacino del Torrente Paglia, è stato preso in considerazione il parametro *energia di rilievo* (Er), inteso come dislivello massimo (in metri) esistente in ciascuna superficie unitaria (di 1 km²) dell'intera area esaminata.

La distribuzione spaziale dei valori di tale parametro, visualizzata nella carta allegata, nella quale detti valori sono stati raggruppati in 5 classi, indica innanzi tutto l'esistenza di uno stretto rapporto tra la configurazione orografica e le condizioni litologico-strutturali. I valori più bassi dell'energia di rilievo, appartenenti alla prima classe ($0 < Er < 50$), sono localizzati quasi esclusivamente in corrispondenza delle superfici suborizzontali originate dalla messa in posto dei prodotti piroclastici vulsini, nella parte meridionale del bacino. In questa area valori di Er maggiori (fra 50 e 100) si osservano in genere lungo le prin-

pali incisioni fluviali, bordate da nette scarpate subverticali. I valori della seconda ($50 < Er < 100$) e della terza classe ($100 < Er < 180$) si concentrano soprattutto in corrispondenza dei litotipi prevalentemente argillosi che hanno colmato nel Pliocene il *graben* di Radicofani. Valori ancora più elevati, appartenenti alla quarta classe ($180 < Er < 250$), sono principalmente in correlazione con gli affioramenti dei flysch presenti nelle zone marginali del bacino idrografico, in posizione di alto strutturale. Infine, i valori relativi all'ultima classe ($Er > 250$) sono distribuiti soprattutto in corrispondenza dei litotipi carbonatici della serie toscana (dorsale di Monte Cetona, dorsale di Monte Civitella-Monte Elmo) e del rilievo vulcanico del Monte Amiata.

L'esame comparato della *carta dell'energia di rilievo* e della *carta delle forme e processi di denudazione* consente di fare alcune interessanti considerazioni.

I valori più bassi del parametro *Er* (I classe) si riscontrano in zone sottoposte a fenomeni erosivi poco intensi, tra i quali prevalgono quelli dovuti alle acque incanalate, oppure in zone soggette a processi di deposizione. Al crescere dei valori di *Er* (II classe) si osserva una maggiore intensità dei processi di denudazione, che ovviamente si differenziano a seconda del tipo litologico affiorante. In corrispondenza delle vulcaniti vulsine, prevalentemente litiche, si assiste ad una accentuazione dell'erosione lineare; per valori analoghi di *Er*, sulle argille plioceniche si instaurano invece processi di ruscigliamento diffuso, a cui si associano le deformazioni lente e l'azione dei rivoli. Sugli stessi litotipi argillosi, all'aumentare di *Er* (III classe) si osserva una maggiore estensione delle deformazioni lente, che talora evolvono in colate; l'aspetto più caratterizzante di queste zone, consiste comunque nella presenza di una vistosa erosione calanchiva, che diviene il processo di denudazione predominante.

Valori ancora superiori del parametro *Er* si riscontrano in zone ove affiorano le formazioni flyschoidi, caratterizzate dall'assenza dei fenomeni calanchivi e dalla generale accentuazione degli altri processi di denudazione; su questi litotipi, inoltre, si impostano vistose frane di tipo rotazionale, che si localizzano laddove *Er* assume valori intorno ai 250 m.

Infine, come già visto, l'ultima classe dell'energia di rilievo è presente in corrispondenza dei litotipi a più alta resistenza meccanica, che costituiscono gli *horst* carbonatici di M. Cetona e M. Civitella-M. Elmo e il rilievo vulcanico del M. Amiata; qui i processi di denudazione, peraltro poco intensi, sono dovuti soprattutto all'azione delle acque incanalate e alla gravità (crolli).

Analisi ipsometrica

Per una più esauriente caratterizzazione dell'intero bacino e dei principali sottobacini drenati dal Torrente Paglia, è stata eseguita anche l'analisi ipsometrica secondo il metodo percentuale di STRAHLER (1952, 1957).

Le curve ipsometriche relative ai singoli bacini parziali possono essere raggruppate fondamentalmente in cinque famiglie, ciascuna caratterizzata da un andamento particolare (fig. 9).

La prima famiglia di curve è caratterizzata da una generale concavità verso l'alto e quindi da bassi valori dell'integrale ipsometrico. Sono tipiche di questo gruppo le curve ipsometriche dei bacini n. 6, 13, 15b, 7 e 5, ma vi si possono comprendere anche quelle relative ai bacini n. 2, 1, 4, 16 e 21. Tali curve si riferiscono a bacini parziali prevalentemente impostati sulle argille plioceniche, contraddistinte da processi di denudazione riconducibili essenzialmente al ruscigliamento diffuso e al ruscigliamento concentrato (calanchi).

Le curve della seconda famiglia (n. 23, 24, 26 e 27) mostrano una prevalente concavità verso il basso, con elevato valore dell'integrale ipsometrico: esse sono tipiche dei bacini impostati principalmente sulle vulcaniti vulsine, alle quali si deve l'esistenza di ampie superfici suborizzontali. In questi casi l'azione morfogenetica più importante è senza dubbio svolta dalle acque correnti incanalate, responsabili della formazione di valli profondamente incise e con pareti subverticali. Meno intensi appaiono i processi sui versanti, limitati a qualche rara frana di crollo.

Alla terza famiglia appartengono curve con andamento intermedio rispetto a quello delle due famiglie precedenti. Esse non presentano concavità ben evidenti e sono caratterizzate da un integrale ipsometrico prossimo a 0,5 (bacini n. 11, 18, 15a, 19, 3 e 22). Tali curve si riferiscono ai bacini prevalentemente impostati sui litotipi flyschoidi, nei quali alla intensa erosione lineare operata dai corsi d'acqua si associano sui versanti deformazioni lente e fenomeni franosi.

La quarta famiglia comprende curve caratterizzate da una concavità verso l'alto cui segue una più marcata concavità verso il basso. Esse si riferiscono ad alcuni piccoli bacini in destra del T. Paglia (n. 10, 12 e 14), che comprendono ampie superfici terrazzate; in questi bacini i processi di denudazione, nel complesso poco accentuati, sono rappresentati soprattutto dal ruscigliamento diffuso e ruscigliamento embrionale.

Infine, all'ultima famiglia appartengono curve più complesse (n. 15, 9, 20, 8, 25 e 28) il cui andamento, talora influenzato da condizioni locali particolari, solitamente media o congloba situazioni tipiche delle famiglie precedenti. Ad esempio, la curva relativa al bacino n. 9 ha nell'insieme un andamento analogo a quello tipico della terza famiglia; fa eccezione solo il tratto iniziale, che mostra una pendenza molto accentuata. Una analisi più approfondita mette in luce come questo tratto iniziale della curva corrisponda alla zona di testata, impostata sui ripidi versanti del Monte Amiata, a differenza della restante parte del bacino, che si sviluppa per la maggior parte sui litotipi flyschoidi. Interessante appare anche l'analisi delle curve relative ai bacini n. 15 e 20. Nel primo caso la curva presenta inizialmente un andamento riconducibile a quello della terza famiglia e successivamente un andamento analogo a quello della prima famiglia; tale curva si riferisce ad un bacino che congloba le situazioni già osservate per i suoi bacini parziali (15a e 15b), impostati rispettivamente sui litotipi flyschoidi e su quelli argillosi. Un discorso particolare si può fare anche per la curva n. 20: fatta eccezione per un tratto iniziale a maggior ripidità, essa è assimila-

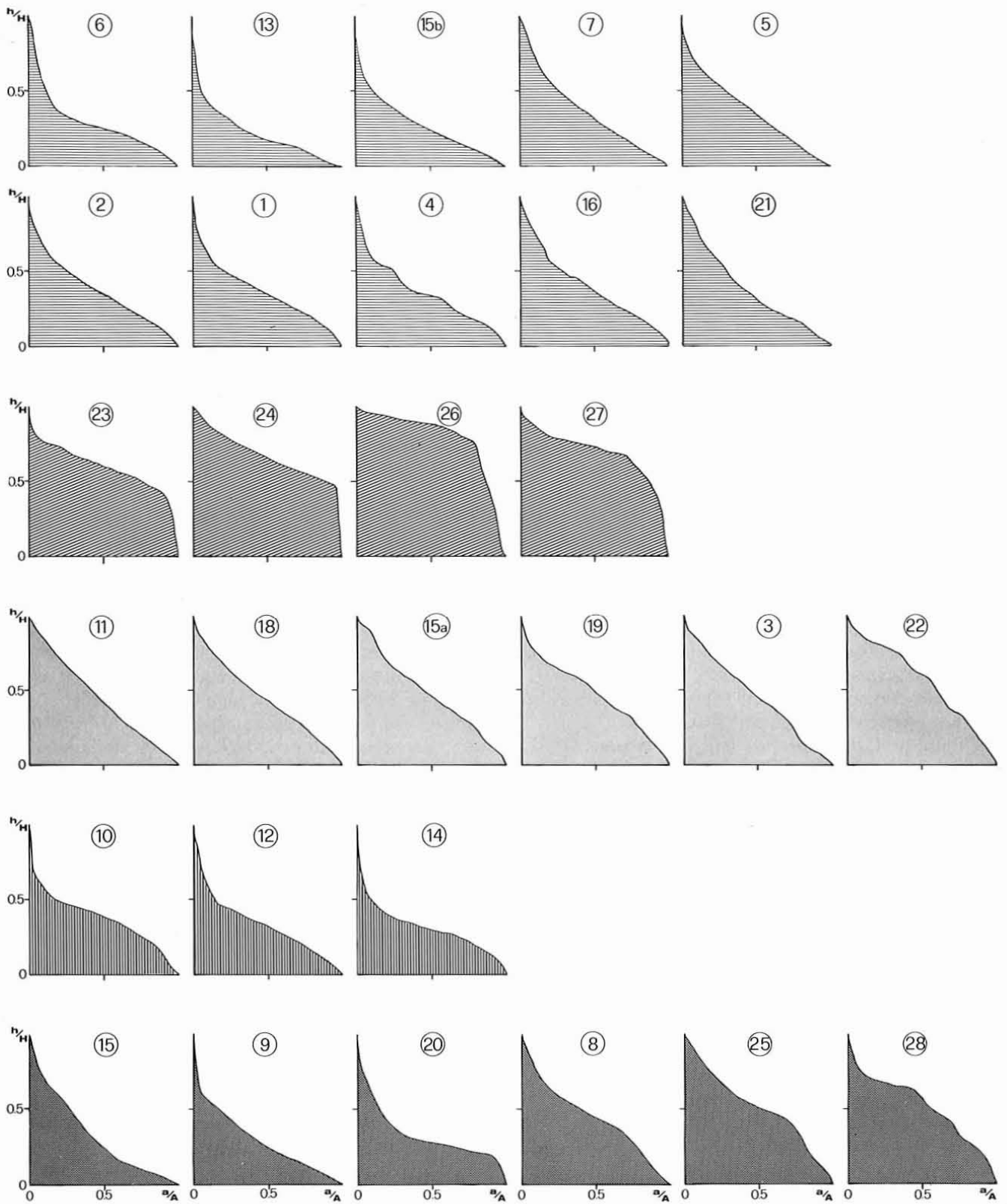


FIG. 9 - Curve ipsometriche dei bacini parziali dell'area esaminata.

bile nell'insieme alle curve della seconda famiglia e si riferisce ad un bacino idrografico impostato sui litotipi calcarei e flyschoidi nella parte alta e su quelli vulcanici nella parte media e bassa.

Sulla base di quanto fin qui esposto è possibile delineare per il bacino del T. Paglia una certa rispondenza tra la tipologia e l'intensità dei processi di denudazione e l'andamento delle curve ipsometriche. Laddove l'erosione areale sui versanti è molto diffusa e più efficace dell'approfondimento verticale operato dai corsi d'acqua, si hanno valli a V molto svasate, sui fianchi delle quali, per particolari condizioni litologiche e di pendenza, si originano vistose forme calanchive. I bacini idrografici caratterizzati da queste situazioni morfodinamiche in rapida evoluzione mostrano curve con bassi valori dell'integrale ipsometrico ed una marcata concavità verso l'alto. All'opposto, i bacini parziali nei quali al forte approfondimento verticale dei corsi d'acqua non corrisponde, soprattutto per motivi litologici, una erosione areale molto efficace, presentano curve come quelle della seconda famiglia, con una prevalente concavità verso il basso ed integrale ipsometrico elevato: in questo caso si hanno profonde valli con versanti molto ripidi, l'evoluzione dei quali procede assai lentamente. Infine, se i processi di erosione fluviale sono ancora intensi, ma le condizioni litologiche e morfologiche sono tali da consentire anche una evoluzione dei versanti abbastanza rapida, si riscontrano configurazioni intermedie alle due precedentemente illustrate: le valli assumono infatti la forma a V con versanti mediamente svasati; le curve ipsografiche in questo caso non presentano evidenti concavità e l'integrale ipsometrico si approssima a 0,5.

Nell'interpretazione classica data da STRAHLER (1952, 1957), le curve del primo gruppo dovrebbero riferirsi a bacini idrografici nella «fase di *monadnock*», quelle del secondo a bacini in «stadio di inequilibrio» o di «giovinezza» e quelle del terzo a «bacini in equilibrio» o «maturi». La relazione riscontrata per i bacini parziali del T. Paglia tra le caratteristiche dei processi di denudazione e l'andamento delle curve ipsometriche consente di proporre per tali curve un diverso tipo di interpretazione, che si può affiancare in modo efficace a quello tradizionale. Difatti, da quanto si è potuto osservare per l'area in esame, è lecito ritenere che le curve ipsometriche esprimano non solo o non tanto i vari stadi del «ciclo geomorfico», quanto piuttosto le modalità e l'intensità con le quali hanno luogo i fenomeni di denudazione nei bacini idrografici, fenomeni che nel modello di STRAHLER vengono presi in considerazione soltanto in via subordinata. Così, ad esempio, le curve della prima famiglia non identificano bacini in *stadio di vecchiaia*, e quindi sottoposti a processi erosivi poco attivi, bensì bacini in cui l'azione dei corsi d'acqua è certamente poco efficace ma i cui versanti evolvono in modo assai rapido, in conseguenza degli intensi fenomeni di ruscellamento. Analogamente le curve della seconda famiglia non indicano semplicemente bacini in condizioni di *inequilibrio*, ma piuttosto bacini nei quali il processo di denudazione di maggior efficacia consiste nell'erosione verticale operata dai corsi d'acqua. Infine, le curve della terza famiglia non corrispondono semplicemente a bacini *maturi*, ma più

precisamente a bacini nei quali l'erosione lineare e quella areale tendono a bilanciarsi. In questo schema si può inserire anche l'interpretazione delle curve appartenenti alla quarta e alla quinta famiglia, ove si tenga conto che esse rappresentano, come già visto, bacini caratterizzati da situazioni morfostrutturali assai complesse ed interessati da processi di denudazione di vario tipo e di differente intensità. Le modalità interpretative suesposte divengono ancora più opportune se si considera che i bacini parziali ai quali è stata applicata l'analisi ipsometrica sono tutti di dimensioni ridotte (comprese tra 1 e 100 km²) e pertanto sulla loro evoluzione morfologica influiscono numerosi fattori locali, tra i quali la posizione nell'ambito dell'intero bacino studiato, le caratteristiche litologiche e tettoniche e il grado di copertura vegetale sono certamente i più significativi.

Ciò premesso, si potrebbe presumere che l'interpretazione classica si adatti più facilmente alla curva ipsometrica relativa all'intero bacino considerato. Quest'ultimo, infatti, essendo di maggiori dimensioni (554,8 km²) dovrebbe mediare le situazioni locali osservate per i bacini parziali. Tuttavia, spiegare l'andamento della curva suddetta seguendo rigidamente lo schema di STRAHLER porterebbe ad affermare che il bacino del T. Paglia si trova in uno «stadio di maturità» molto avanzato, prossimo alla fase di *monadnock*. In effetti, la presenza di superfici terrazzate e di ripiani di erosione sommitali testimonia che durante la sua storia evolutiva, iniziata nel Pliocene superiore, il bacino ha attraversato sicuramente anche fasi di relativo equilibrio; tuttavia, ciò non significa che esso si trovi attualmente in uno «stadio di maturità» avanzato. Anzi, lo studio dei processi di denudazione ha messo in luce come il bacino sia caratterizzato tuttora da una vivace attività morfogenetica che certamente mal si accorda con una condizione di avanzata «maturità». Contrariamente a quanto ci si poteva aspettare, dunque, anche la curva ipsometrica dell'intero bacino considerato appare difficilmente interpretabile seguendo soltanto il modello di STRAHLER.

Esaminando la curva alla luce dello schema interpretativo proposto nel presente lavoro si può notare come essa, rispecchiando l'andamento delle curve della prima famiglia, rappresenti un bacino nel quale i processi areali sono prevalenti rispetto all'erosione lineare; ed effettivamente sono proprio questi i processi che maggiormente caratterizzano il paesaggio attuale. Le difficoltà ad inquadrare la curva ipsometrica del bacino del T. Paglia nello schema interpretativo di STRAHLER possono essere spiegate, almeno in parte, tenendo conto di alcuni aspetti particolari. Innanzitutto il bacino considerato costituisce soltanto una porzione del bacino del Fiume Paglia, il cui livello di base è rappresentato dal F. Tevere, che a sua volta si riversa in mare. Pertanto è pensabile che le dimensioni del bacino del Torrente Paglia, pur essendo ovviamente maggiori di quelle dei suoi sottobacini, non siano sufficienti a mediare completamente le situazioni locali di tali sottobacini, con conseguenti riflessi sull'andamento della curva ipsometrica complessiva. Inoltre, ancora più significativa appare l'influenza delle condizioni tettoniche regionali, responsabili dell'impostazione stessa del bacino. Si rammenti,

infatti, che quest'ultimo si è sviluppato all'interno di un *gabben* solo parzialmente colmato dalle argille plioceniche: questa struttura, già parzialmente depressa, è certamente lontana dal rilievo teorico, con integrale ipsometrico uguale ad 1, ipotizzato da STRAHLER quale punto di partenza dell'evoluzione dei bacini idrografici.

Indice di erosione

A completamento dell'indagine quantitativa, si è ritenuto opportuno stimare l'entità della denudazione in atto nel bacino del T. Paglia, utilizzando alcune relazioni statistiche già note. Queste consentono di calcolare l'«indice di erosione» (o, meglio, l'*indice di denudazione*), espresso in termini di trasporto torbido unitario medio annuo (Tu , in $\text{tonn}/\text{km}^2/\text{anno}$), tramite la densità di drenaggio ed alcuni parametri relativi alla gerarchizzazione del reticolo idrografico (CICCACCI & *alii*, 1981, 1986).

Nel caso esaminato appare legittimo considerare il trasporto torbido dei corsi d'acqua come misura dei processi di denudazione in atto nel bacino; quest'ultimo, infatti, è impostato principalmente su rocce terrigene ed è quindi lecito supporre che la gran parte del materiale asportato, anche a seguito dei processi sui versanti, venga trasportato dalle acque incanalate soprattutto in sospensione (LUPA PALMIERI, 1983).

Per evidenziare le variazioni areali dell'entità della denudazione nell'ambito del bacino esaminato, l'indice di erosione è stato calcolato per i bacini parziali drenati dai più importanti affluenti del collettore principale.

Tra le relazioni note è stata scelta quella multipla che lega il logaritmo di Tu al logaritmo di D e al valore di Δa , ossia: $\log Tu = 1,05954 + 2,79687 \log D + 0,13985 \Delta a$. La scelta della relazione bilogarithmica anziché di quella logaritmica, che lega il logaritmo di Tu direttamente sia al valore di D che al valore di Δa , è strettamente dipendente dal campo di applicabilità delle due relazioni suddette. Infatti, mentre la validità della prima resta inalterata anche quando D è maggiore di $6 \text{ km}/\text{km}^2$, come spesso accade nei casi in esame (tab. 2), la seconda relazione diventa poco significativa al di sopra di tale limite (CICCACCI & *alii*, 1981). Inoltre, si è ritenuto opportuno utilizzare la relazione in cui compare l'indice (Δa) e non la densità (ga) di anomalia gerarchica poiché quest'ultima presenta una correlazione statisticamente significativa con la densità di drenaggio (CICCACCI & *alii*, 1986).

In base ai valori dell'indice di erosione così ottenuti, i bacini parziali sono stati riuniti in 8 classi. L'esame della *carta dell'indice di erosione* evidenzia che i valori più elevati appartenenti alla ottava classe ($Tu > 9000$) e alla settima classe ($6000 < Tu \leq 9000$) sono esclusivi di bacini sviluppati quasi totalmente nelle argille plioceniche ed interessati da intensa erosione areale e calanchiva. Valori inferiori, ma ancora elevati, appartenenti alla sesta classe ($4000 < Tu \leq 6000$) e alla quinta classe ($2000 < Tu \leq 4000$), si riscontrano in bacini nei quali affiorano sia i litotipi argillosi che quelli flyschoidi. Qui l'entità della denudazione appare quindi meno marcata, poiché rispetto ai bacini precedenti sono generalmente meno frequenti i fenomeni

calanchivi. Si osserva inoltre come la diffusione di tali fenomeni diminuisca percentualmente passando dalla sesta alla quinta classe, parimenti alla diminuzione dell'estensione degli affioramenti argillosi.

Alla quarta classe ($1500 < Tu \leq 2000$) e alla terza classe ($1000 < Tu \leq 1500$) appartengono bacini impostati prevalentemente sui flysch, nei quali l'erosione lineare, più efficace che nei casi precedenti, è accompagnata sui versanti da fenomeni franosi e di ruscellamento, oltre che da deformazioni lente. In questa classe rientra anche il bacino n. 20 che, per le sue dimensioni assai ampie ($A = 112,0 \text{ km}^2$), comprende affioramenti di vulcaniti e di flysch e subordinatamente di argille; pertanto, in questo caso l'indice di erosione calcolato riflette l'intensità media di processi di denudazione differenti, legati a condizioni litologiche diverse.

Infine, alla seconda classe ($500 < Tu \leq 1000$) e alla prima classe ($Tu \leq 500$) appartengono quasi esclusivamente i bacini impostati sulle vulcaniti, nei quali i processi di erosione più intensi sono svolti dalle acque incanalate. Appartiene a questa classe anche il bacino n. 14, impostato sui litotipi alluvionali terrazzati e caratterizzato da bassa densità di drenaggio.

Sulla base delle osservazioni effettuate, si può annotare come i valori dell'indice di erosione siano connessi al tipo di processo di denudazione dominante e come tendano ad abbassarsi al diminuire della intensità di questo. Per l'intero bacino del T. Paglia è stato calcolato un «indice di erosione» di $1634 \text{ tonn}/\text{km}^2/\text{anno}$; tale valore, pur rispecchiando una situazione media, è ancora testimone di una entità di denudazione piuttosto marcata.

CONSIDERAZIONI CONCLUSIVE

Le ricerche finora svolte sui processi di denudazione nel bacino del Torrente Paglia, condotte sia mediante il metodo morfografico tradizionale, sia tramite l'analisi geomorfica quantitativa, hanno messo in luce l'esistenza di una interessante corrispondenza tra la tipologia e l'intensità dei processi suddetti e le principali caratteristiche morfometriche dei reticoli di drenaggio e dei bacini idrografici.

Dall'esame, generale e di dettaglio, dello *stato di gerarchizzazione della rete idrografica* si è potuto osservare come la predominanza dei processi di erosione lineare sembra accompagnarsi ad una migliore organizzazione gerarchica delle vie del drenaggio superficiale. Quest'ultimo diviene via via più disorganizzato con il graduale prevalere dei processi di modellamento dei versanti; in particolare, i reticoli idrografici meno organizzati si rinvergono laddove l'erosione calanchiva è particolarmente accentuata.

Di un certo interesse si è dimostrato anche lo studio dei rapporti tra i processi di denudazione e la configurazione orografica del bacino idrografico esaminato, espressa mediante il parametro *energia di rilievo*. Difatti, si è potuto osservare che, a parità di condizioni litologiche, al crescere dei valori di questo parametro si ha una generale intensificazione dei processi di denudazione in atto, cui

talora si accompagna una variazione del tipo di processo di denudazione dominante.

Infine, l'analisi ipsometrica ha evidenziato come gli andamenti delle curve ipsografiche ed i relativi valori dell'integrale ipsometrico siano in stretta dipendenza del tipo di processo di denudazione che predomina nell'ambito dei vari bacini parziali esaminati. Le osservazioni effettuate hanno consentito di proporre per le curve ipsografiche un modello interpretativo, basato appunto sulla tipologia e sulla intensità dei processi di denudazione, che integra quello tradizionale, riferito al «ciclo geomorfico», indicato da STRAHLER.

Le considerazioni esposte, sebbene relative al solo bacino idrografico del Torrente Paglia, appaiono di indubbio interesse, poiché indicano la validità dell'approccio geomorfico quantitativo nello studio dei processi di denudazione. È ovvio però che a conferma di tale validità sono indispensabili indagini più ampie, su un elevato numero di bacini idrografici possibilmente caratterizzati da condizioni geologiche, geomorfologiche e climatiche differenti. Per questo motivo si sta già estendendo lo studio ad alcuni bacini dell'Italia centro-meridionale; e poiché le indicazioni più interessanti sembrano scaturire dalla interpretazione delle curve ipsografiche, si sta rivolgendo una attenzione particolare all'analisi ipsometrica, cercando di esprimere in termini quantitativi l'andamento delle curve e mettendo nella giusta evidenza i parametri che ne descrivono le caratteristiche.

BIBLIOGRAFIA

- AMODIO M., DE RITA D., DI FILIPPO M., FUNICIELLO R., GALADINI F. & SPOSATO A. (1987) - *Evoluzione geologico-strutturale del bacino vulcano-tettonico di Bolsena (complesso vulcanico Vulsino)* Boll. Soc. Geol. It., 92, 207-237, 1 f., 1 tav.
- AVENA G.C., GIULIANO G. & LUPA PALMIERI E. (1967) - *Sulla valutazione quantitativa della gerarchizzazione ed evoluzione dei reticoli fluviali*. Boll. Soc. Geol. It., 86, 781-796, 4 ff., 5 tt.
- AVENA G.C. & LUPA PALMIERI E. (1969) - *Analisi geomorfica quantitativa*. In «Idrogeologia dell'Alto bacino del Liri (Appennino Centrale)». Geol. Romana, 8, 319-378, ff. 62-72, tt. 38-49, 1 carta.
- BOLIA P., LAVECCHIA G., GIAQUINTO S. & PIALLI G. (1982) - *Caratteri geologico-strutturali del bacino del Fiume Paglia (Umbria-Toscana)*. In «Bacino del Fiume Paglia (Umbria-Toscana). Studi strutturali, idrogeologici e geochimici», C.N.R., Prog. Fin. Energetica, RF-16, 7-32, 5 ff.
- CALAMAI A., CATALDI R., SQUARCI P. & TAFFI L. (1970) - *Geology, Geophysics and Hydrogeology of the Monte Amiata Geothermal Fields. Maps and Comments*. Geothermics, sp. issue 1, 9 pp., 5 carte.
- CICCACCI S., FREDI P., LUPA PALMIERI E. & PUGLIESE F. (1981) - *Contributo dell'analisi geomorfica quantitativa alla valutazione dell'entità dell'erosione nei bacini fluviali*. Boll. Soc. Geol. It., 99, 455-516, 12 ff., 13 tt., 1 carta.
- CICCACCI S., FREDI P., LUPA PALMIERI E. & PUGLIESE F. (1986) - *Indirect evaluation of erosion entity in drainage basins through geomorphic, climatic and hydrological parameters*. Int. Geomorphology, 2, 33-48, 2 ff., 5 tt.
- COSTANTINI A., GANDIN A., LAZZAROTTO A., MAZZANTI R. & SANDRELLI P. (1978) - *Dati preliminari sulla neotettonica dei Fogli 119 (Massa Marittima), 120 (Siena), 121 (Montepulciano)*. C.N.R., Prof. Fin. Geodinamica, Pubbl. 155, 343-359.
- DEMEK J. (1972) - *Manual of detailed geomorphological mapping*. I.G.U. Comm. Geomorph. Surv., Mapping, Czech. Acad. Sc. Academia, Praga, 365 pp.
- DRAMIS F., GENTILI B. & PIERUCCINI U. (1979) - *La carta geomorfologica del medio bacino del Tenna (Marche centro-meridionali)*. Geol. Appl. Idrog., 14 (2), 199-206, 1 carta.
- ELTER P. (1955) - *Geologia della regione di Castell'Azzara a Sud del Monte Amiata*, Boll. Soc. Geol. It., 74, 317-337, 1 c.g.
- GIANNINI E., LAZZAROTTO A. & SIGNORINI R. (1971) - *Lineamenti di geologia della Toscana meridionale*. In «La Toscana meridionale. Fondamenti geologici-minerari per una prospettiva di valorizzazione delle risorse minerarie». Rend. Soc. It. Min. Petr., 27, (fascicolo speciale), 33-168.
- GRUPPO NAZIONALE «GEOGRAFIA FISICA E GEOMORFOLOGIA» (1987) - *Cartografia della pericolosità connessa ai fenomeni di instabilità dei versanti*. Boll. Soc. Geol. It., 106, 199-221, 1 f.
- LAZZAROTTO A. (1967) - *Geologia della zona compresa fra l'alta valle del Fiume Cornia e il Torrente Pavone (Prov. di Pisa e Grosseto)*. Mem. Soc. Geol. It., 6, 151-198.
- LUPA PALMIERI E. (1983) - *Il problema della valutazione dell'entità dell'erosione nei bacini fluviali*. Atti 23° Congr. Geogr. It., 2 (1), 143-176, 1 f., 1 tab.
- HORTON R.E. (1945) - *Erosional development of stream and their drainage basins: hydrophysical approach to quantitative morphology*. Bull. Soc. Geol. Am., 56, 275-370, 44 ff., 7 tt.
- PANIZZA M. (1972) - *Schema di legenda per carte geomorfologiche di dettaglio*. Boll. Soc. Geol. It., 91, 207-237, 1 f., 1 tav.
- PANIZZA M. (1973) - *Proposta di legenda per carte della stabilità geomorfologica*. Boll. Soc. Geol. It., 92, 303-306.
- PELLEGRINI G.B. (1976) - *Problemi per la costruzione di una carta geomorfologica a grande scala nel bacino dell'Alpago*. Atti Mem. Acc. Patav. Sc. Lett. Arti, 88, 43-51.
- SCHEIDEGGER A.E. (1961) - *Mathematical models of slope development*. Bull. Soc. Geol. Am., 72, 37-50, 16 ff., 5 tt.
- SCHEIDEGGER A.E. (1963) - *Lithological variations in slope development theory*, U.S. Geol. Surv. Circ., 485.
- SCHEIDEGGER A.E. (1970) - *Theoretical Geomorphology*. Springer Berlin, 333 pp.
- STRAHLER A.N. (1952) - *Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography*. Bull. Geol. Soc. Am., 63, 1117-1142, 23 ff., 2 tt., 1 carta.
- STRAHLER A.N. (1957) - *Quantitative Analysis of Watershed Geomorphology*. Trans. Am. Geoph. Un., 38, 913-920, 8 ff.
- TRICART J., RIMBERT S. & LUTZ G. (1970) - *Introduction à l'utilisation des photographies aériennes en géographie, géologie, écologie, aménagement du territoire*. S.E.D.E.S., Paris, vol. I, 247 pp.
- VERSTAPPEN H.T. (1970) - *Introduction to the I.T.C. system of geomorphological survey*. K.N.A.G. Geograph. Tijds., 4, 85-91.