

TEMISTOCLE LI VIGNI (*) & ALESSANDRA SAVA (*)

VALUTAZIONE INDIRETTA DELL'ENTITÀ DELL'EROSIONE NEL BACINO DEL CALORE LUCANO (ITALIA MERIDIONALE)

ABSTRACT: LI VIGNI T. & SAVA A., *An evaluation of fluvial erosion entity in the Calore Lucano basin (Southern Italy)* (IT ISSN 0391-9838, 1994).

A methodology proposed by CICCACCI & alii (1980) was used to determine fluvial erosion entity in the Calore Lucano hydrographic basin. It is based on the use of some network geomorphic parameters (*mean gradient of channel slope, drainage density, D, index and density of hierarchical anomaly, ga and Δa*) to calculate the value of suspended sediment yield (*Tu*) by the means of log equations. Among the several expressions proposed, those containing *drainage density* and *hierarchical anomaly index* were chosen. The suspended sediment yield calculated values mainly fall into the 2nd (150-300 tons/km²/year) and the 5th (500-1.000 tons/km²/year) class intervals. The 55% of the studied sub-basins is characterized by low intensity erosional processes (<500 tons/km²/year). It can be easily understood considering the nature of the outcropping rocks, mainly calcareous, in the Calore Lucano hydrographic basin. Particularly high values of suspended sediment yield, belonging to the 8th (2.000-2.500 tons/km²/year), 9th (2.500-3.000 tons/km²/year) and 10th classes (>3.000 tons/km²/year), are found for those basins closer to the valley bottom, where rocks that are more easily eroded are common. The suspended sediment yield for the whole Calore basin was also evaluated. Its value, 292 tons/km²/year, falls into the 3rd class interval. The total amount of suspended eroded sediment in the Calore basin finally resulted in 188.934 tons/year.

KEY WORDS: Drainage network analysis, Quantitative geomorphology, Fluvial erosion, Southern Italy.

RIASSUNTO: LI VIGNI T. & SAVA A., *Valutazione indiretta dell'entità dell'erosione nel bacino del Calore Lucano (Italia meridionale)* (IT ISSN 0391-9838, 1994).

Per calcolare il deflusso torbido unitario medio (*Tu*) nel bacino idrografico del fiume Calore Lucano è stata utilizzata la metodologia proposta da CICCACCI & alii (1980). Essa si basa sull'uso di alcuni parametri geomorfici caratteristici del reticolo (*gradienti medi di pendio, densità di drenaggio, D, numero, indice e densità di anomalia gerarchica, ga e Δa*) e sul loro utilizzo per calcolare, attraverso alcune relazioni multiple logaritmiche e semilogaritmiche, il valore del *Tu*. Per il bacino in esame sono state utilizzate le equazioni in cui compaiono il parametro densità di drenaggio

(*D*), dal quale appaiono maggiormente dipendere le variazioni del *Tu*, e l'indice di anomalia gerarchica (Δa), in quanto presentano i coefficienti di correlazione più elevati. I valori del trasporto torbido calcolati appartengono prevalentemente alla 2^a (150-300 tonnellate/km²/anno) ed alla 5^a classe (500-1.000 tonnellate/km²/anno). In termini percentuali il 55% dei bacini considerati risulta caratterizzato da processi erosivi di bassa intensità (<500 tonnellate/km²/anno). Questo trova la sua conferma nel fatto che il bacino del Calore Lucano è impostato prevalentemente su litotipi calcarei o lapidei. Valori del trasporto torbido particolarmente elevati, appartenenti alla 8^a (2.000-2.500 tonnellate/km²/anno), 9^a (2.500-3.000 tonnellate/km²/anno) ed 10^a classe (>3.000 tonnellate/km²/anno), tipici di processi erosivi intensi, sono stati riscontrati più frequentemente nei sottobacini prossimi al fondovalle, anomalia che può essere spiegata dalla maggiore erodibilità dei litotipi presenti in queste aree. Per quello che riguarda, invece, il trasporto torbido dell'intera rete drenante del Calore, è stato calcolato un valore pari a 292 tonnellate/km²/anno (3^a classe di intensità dell'erosione). Questo valore trova la sua giustificazione essenzialmente nella costituzione litologica del bacino e quindi nelle sue caratteristiche di relativamente bassa erodibilità. Dal prodotto del valore del trasporto torbido di ogni bacino parziale per la relativa superficie si è ottenuta inoltre la quantità di materiali, espressa in tonnellate, che annualmente viene asportata dai versanti e convogliata come carico torbido nel collettore principale. Dalla somma di tutti i prodotti parziali è stata infine ottenuta la quantità totale dei materiali erosi nell'intero bacino del Calore, che risulta pari a 188.934 tonnellate/anno.

TERMINI CHIAVE: Analisi dei reticoli di drenaggio, Geomorfologia quantitativa, Erosione fluviale, F. Calore L. (Italia meridionale).

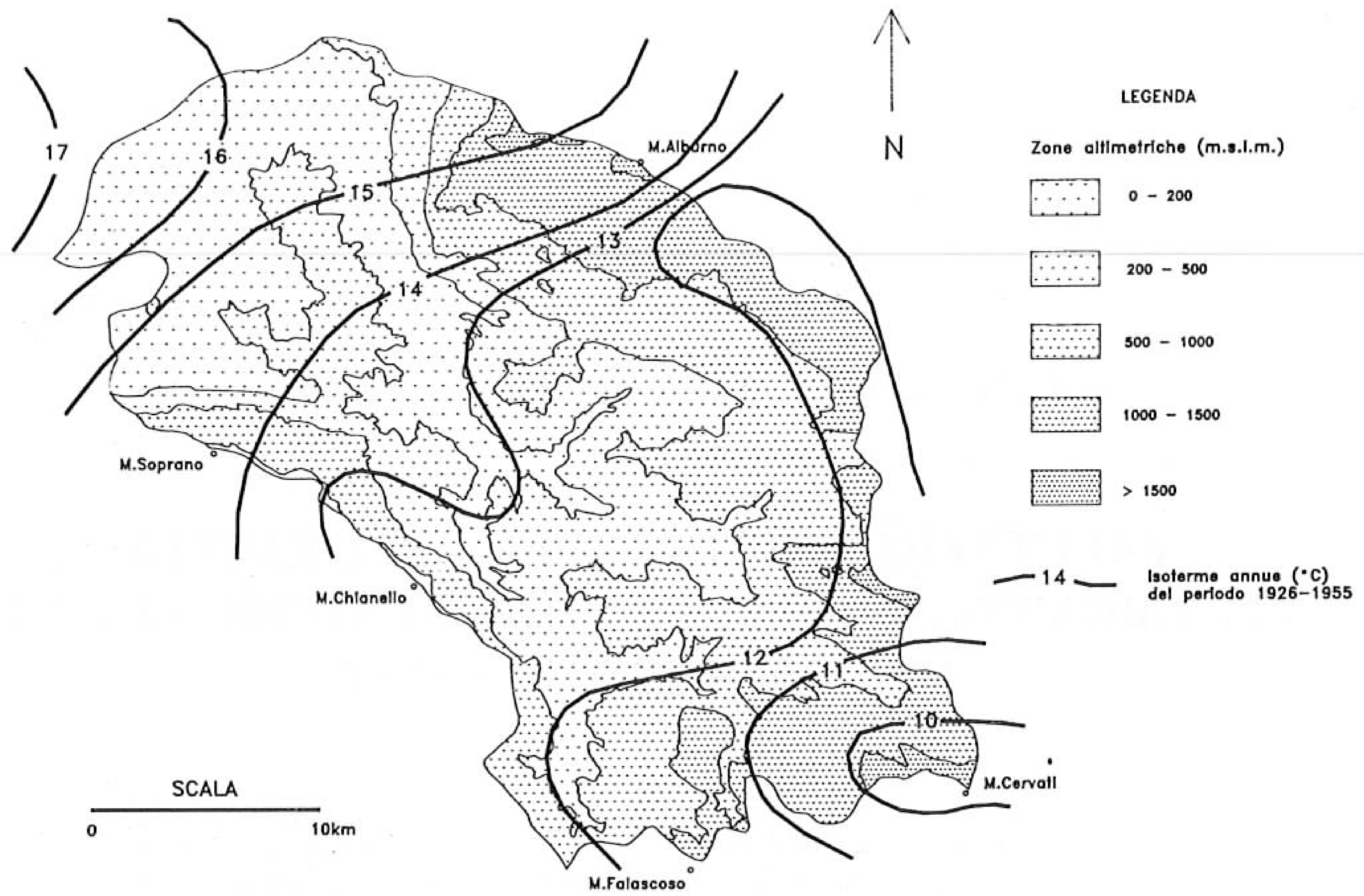
INTRODUZIONE

Ai fini della valutazione quantitativa dell'intensità dei processi erosivi in un bacino di drenaggio risulta molto utile l'analisi della quantità di materiali trasportati in sospensione dalle acque incanalate. La misura del deflusso torbido unitario medio (*Tu*), pur costituendo una valutazione approssimata dei materiali che annualmente vengono asportati dai versanti, può infatti fornire un ordine di grandezza estremamente utile a chi progetta interventi tecnici sul territorio, specialmente se si tiene conto del fatto che il carico torbido, sotto condizioni climatiche umide, costituisce da solo circa il 90% del trasporto solido totale di una rete drenante (STRAHLER, 1965; COOKE & DOORNKAMP, 1974).

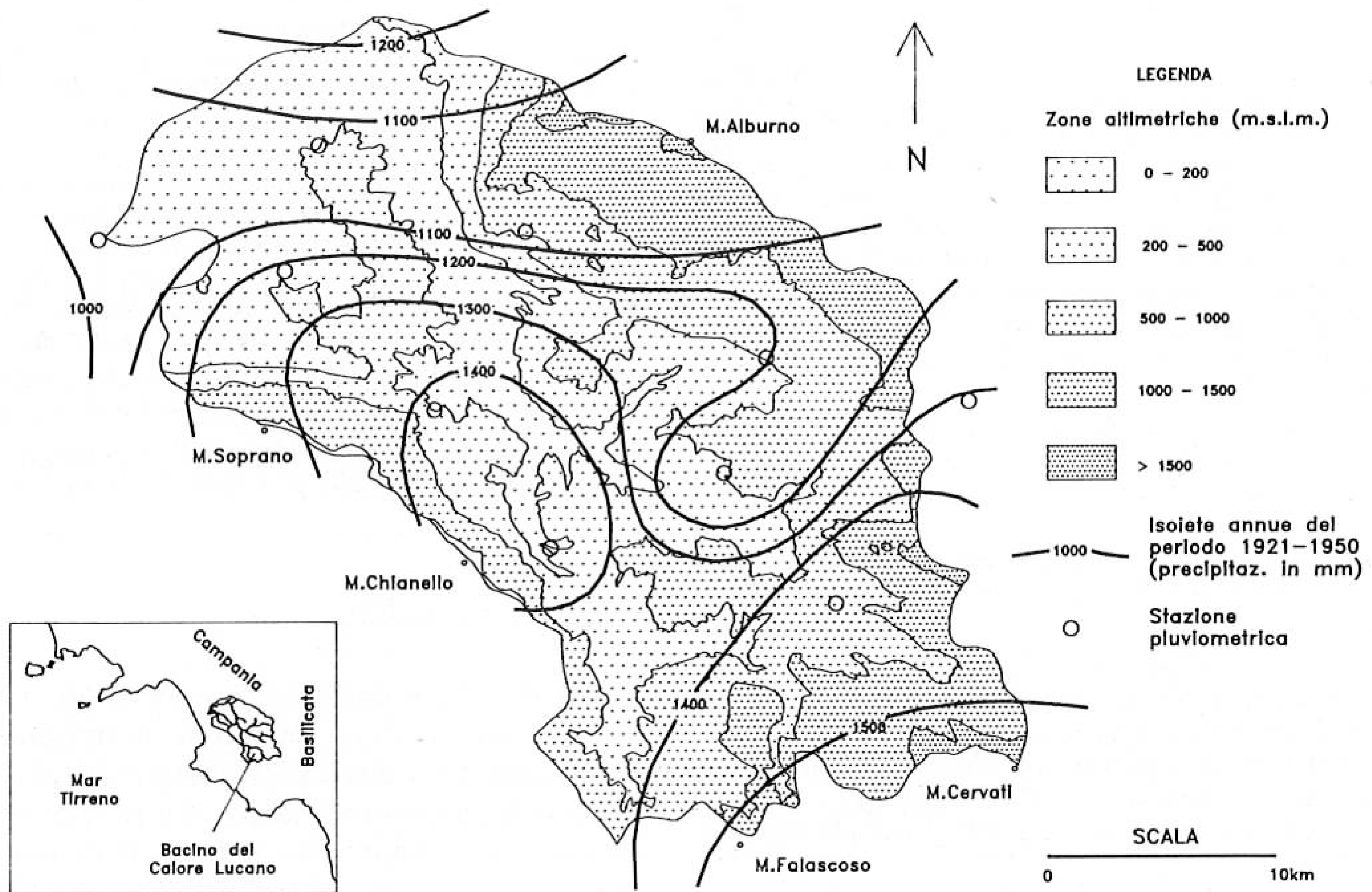
Lo studio quantitativo dell'intensità dei processi erosi-

(*) Dipartimento di Geofisica e Vulcanologia, Università di Napoli «Federico II».

Lavoro eseguito e pubblicato con i contributi Murst 40% e 60% (Resp. prof. A. Zuppetta). Gli autori ringraziano il prof. A. Zuppetta, del Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Benevento per la lettura critica del manoscritto.



(a)



(b)

FIG. 1 - Carta delle isoterme (a) e carta delle isoiete (b) relative al bacino idrografico del Calore Lucano. Vi sono rappresentati i valori medi annui rilevati dal Servizio Idrografico del Ministero Lavori Pubblici rispettivamente nei periodi 1926-55 e 1921-50.

FIG. 1 - Isothermal (a) and isohyetal (b) map of Calore Lucano drainage basin.

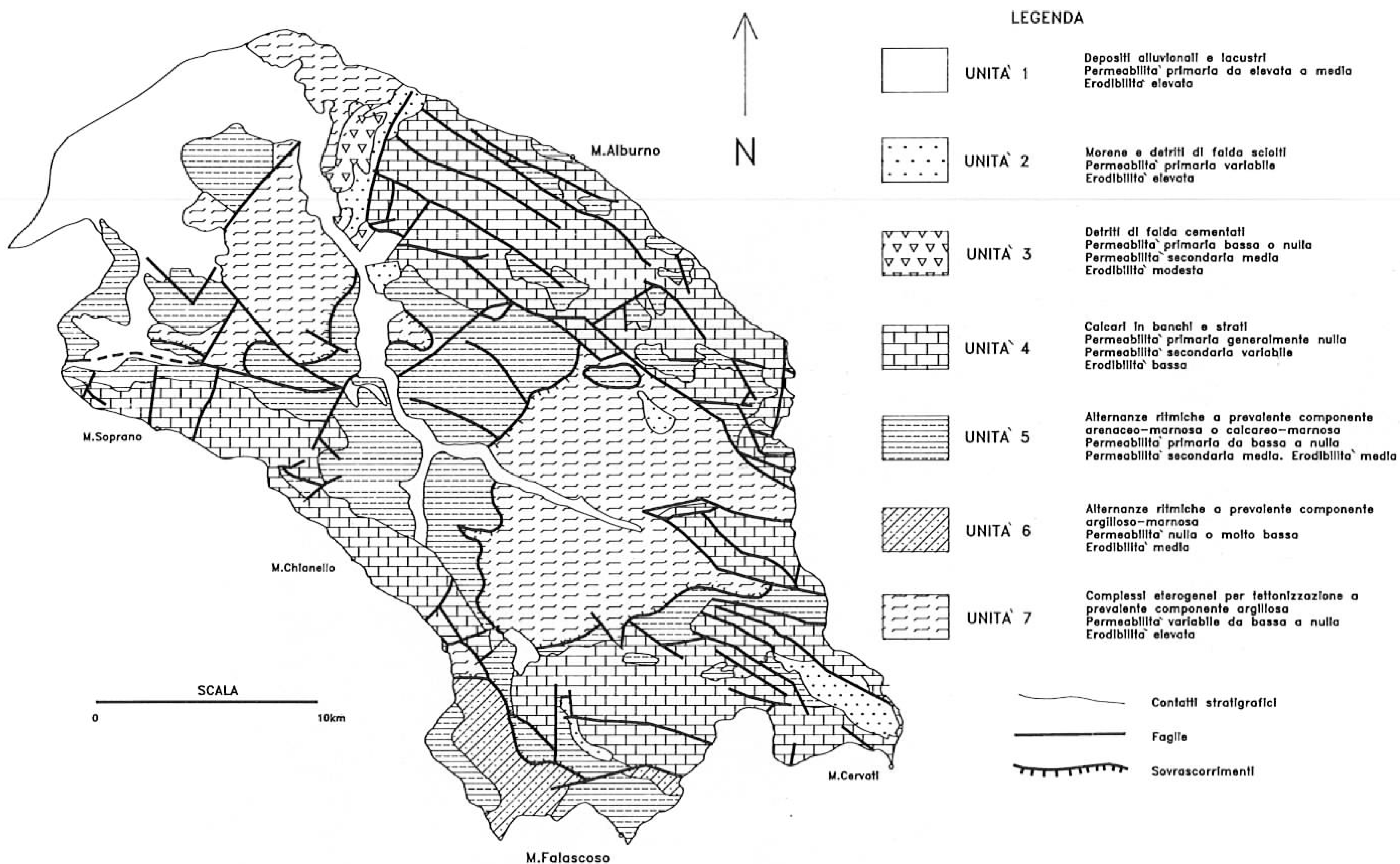


FIG. 2 - Carta geolitologica. I terreni affioranti sono stati raggruppati in 7 unità sulla base delle loro principali caratteristiche litologiche.

FIG. 2 - Lithological map of the studied area: seven main units have been reported.

vi in atto in un bacino fluviale può essere svolto sulla base di due diversi tipi di indagine: diretta e indiretta.

Valutazioni dirette dell'entità dell'erosione sono state effettuate da numerosi autori con l'ausilio di apparecchiature sperimentali per la misura dell'erosione del suolo e del trasporto solido dei corsi d'acqua (GIL, 1974; GIL & WELLE, 1979; RICHTER & NEGENDANK, 1977; VITTORINI, 1965; CIET & TAZIOLI, 1978; BECCHI & *alii*, 1979; FERRETTI & *alii*, 1979).

Per la valutazione indiretta del deflusso torbido vengono invece utilizzati parametri come: precipitazioni, erodibilità del suolo, lunghezza e pendenza dei versanti, temperatura, presenza di opere di sfruttamento e di difesa del suolo, etc. (ANDERSON & WALLIS, 1965; CAPOZZA, 1963; COOKE & DOORNKAMP, 1974; DOUGLAS, 1967; FLEMING, 1969; FOURNIER, 1949 e 1960; GAZZOLO & BASSI, 1961 e 1964; LANGBEIM & SCHUMM, 1958; RANGO, 1970; WALLING, 1971; WILSON, 1969 e 1973). In particolare, per quanto concerne i bacini idrografici della penisola italiana, LUPA PALMIERI (1983) ha messo in risalto i principali aspetti metodologici e i problemi relativi alla determinazione dei processi erosivi con la presenza e l'azione dei corsi d'acqua. Sulla scia di questi studi, CICCACCI & *alii* (1974, 1981, 1986) hanno individuato una serie di relazioni quan-

titative che legano il *Tu* a quelli che essi ritengono essere i principali fattori dell'erosione, vale a dire quei parametri che esprimono le caratteristiche di organizzazione gerarchica e di sviluppo della rete drenante. Questo metodo è stato qui preferito in quanto utilizza fattori geomorfici che si prestano particolarmente ad essere espressi in termini numerici ed è quindi applicabile a qualsiasi bacino di drenaggio.

Esso si basa sui ben noti ed affermati metodi di analisi introdotti dai geomorfologi americani HORTON (1945) e STRAHLER (1965), successivamente modificati ed ampliati da AVENA & *alii* (1967) e da AVENA & LUPA PALMIERI (1969). Questi ultimi autori hanno individuato una serie di relazioni matematiche, logaritmiche e semilogaritmiche, che legano il *Tu* ad almeno due dei parametri geomorfici (*gradienti medi di pendio, densità di drenaggio, numero, indice e densità di anomalia gerarchica*) ritenuti i principali fattori dell'erosione.

Il presente lavoro è consistito nell'analisi geomorfica quantitativa della rete drenante del Fiume Calore Lucano e nel calcolo di quei fattori dell'erosione che direttamente o indirettamente compaiono nella relazione utilizzata per il calcolo del *Tu*. A tal fine è stata elaborata una cartografia tematica sia per eseguire i relativi calcoli, che per esprimere in maniera sintetica e chiaramente leggibile i risultati ottenuti.

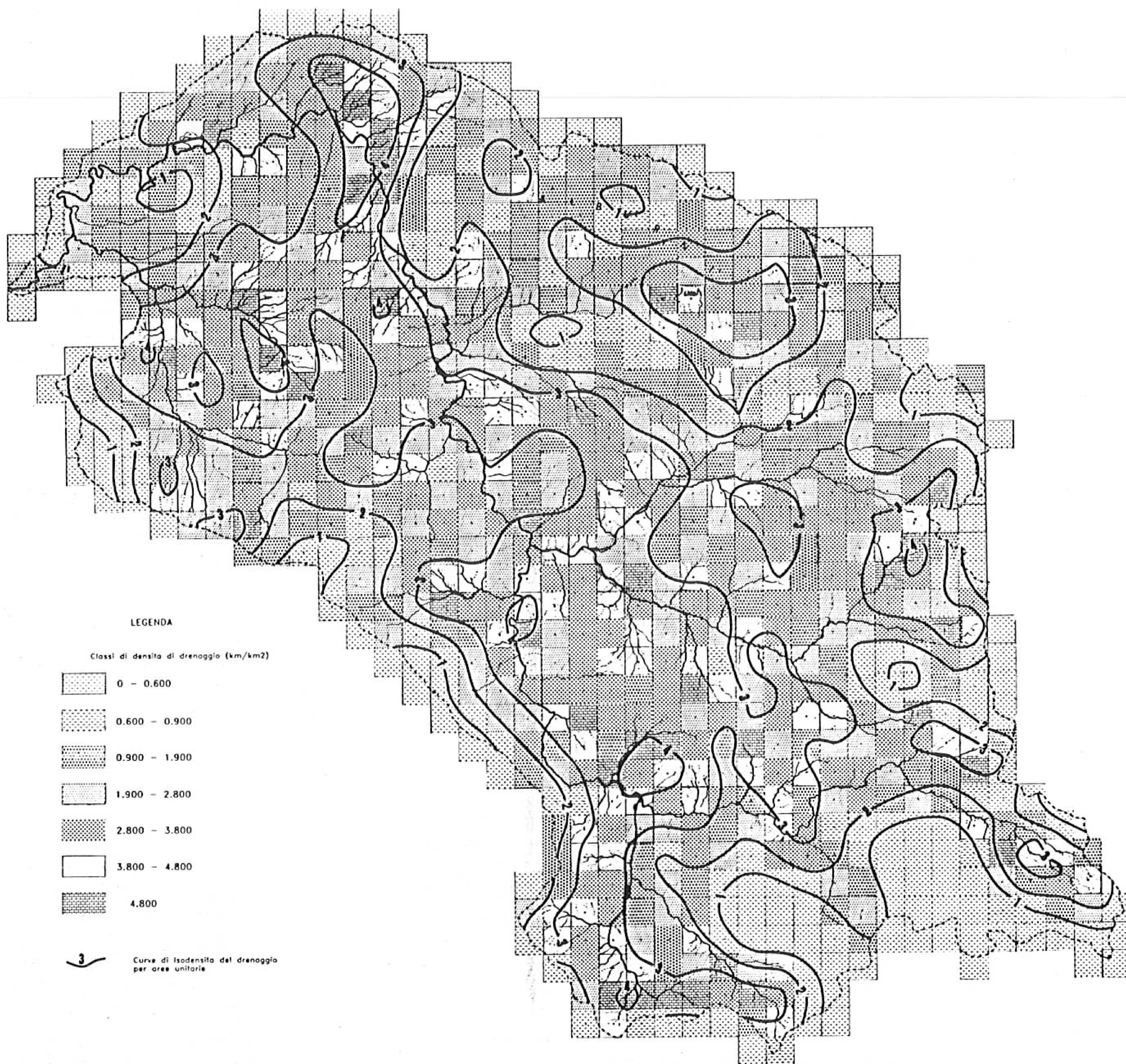


FIG. 3 - Carta della densità di drenaggio. I dati vi sono rappresentati sia sotto forma di cartogramma a mosaico, che sotto forma di *contouring*. I valori della densità di drenaggio calcolati per area unitaria (1km²) sono stati suddivisi in 7 classi. Ad ognuna di esse corrisponde un intervallo di ampiezza variabile in funzione della distribuzione dei dati.

FIG. 3 - Spatial distribution of drainage density in the Calore Lucano basin expressed as ratio to unit area (1 km²).

CARATTERISTICHE IDROGRAFICHE E CLIMATICHE DEL BACINO

Il bacino idrografico del Calore raggiunge un'estensione di 764,45 km² e presenta caratteri che rispecchiano la natura dei terreni affioranti nonché il loro assetto strutturale.

Il Calore Lucano sorge alle falde del M. Cervati (1.899 m) e si sviluppa tra la dorsale carbonatica costituita dal gruppo dell'Alburno-Cervati, i cui rilievi maggiori sono il M. Cervati (1.899 m), il M. Alburno (1.742 m) e il M. Motola (1.700 m), e quella a cui fanno capo il M. Soprano (1.083 m) e il M. Chianello (1.314 m). Le aree pianeggianti pre-

senti all'interno del bacino si limitano ai fondovalle ed a parte della piana costiera del F. Sele, di cui il Calore è uno dei principali tributari.

A sud dell'abitato di Persano, in corrispondenza del ponte stradale e ad una quota di 8 m s.l.m., c'è una stazione idrometrica che sottende un bacino di 673 km². La portata media annua del Calore Lucano rilevata in questa stazione è di 29,5 m³/s mentre la massima portata di piena è stata di 1,040 m³/s.

Il Calore presenta nel suo complesso un reticolo di drenaggio di tipo rettangolare, che consiste nella ripetizione su vasta area del motivo geometrico dovuto ad una marcata influenza della tettonica. Questa caratteristica riguarda sia il collettore principale che i tributari maggiori. Infatti il Calore piega ad esempio, secondo angoli prossimi ai 90°, prima a nord ed poi ad ovest prima di confluire nel F. Sele. Da un esame più dettagliato dell'organizzazione geometrica del reticolo si può notare la presenza di reticoli diversi (dendritico e sub-parallelo) legati a variazioni della litologia in corrispondenza delle testate torrentizie.

Il clima è uno dei fattori più importanti che controllano e condizionano lo sviluppo e l'entità dei processi erosivi. Le forme del paesaggio e l'idrografia superficiale sono infatti funzione diretta di quelle che sono state e di quelle che sono le condizioni climatiche di un bacino. Per determinare le condizioni climatiche del bacino idrografico del F. Sele ci si è riferiti a due tra gli elementi climatici più significativi: la temperatura e le precipitazioni. I dati relativi sono quelli raccolti dal Servizio Idrografico del MINISTERO LAVORI PUBBLICI.

Per le temperature, tenendo conto dell'assenza di stazioni termometriche nell'area in studio, si è fatto riferimento ai dati delle quattro stazioni di misura delle stazioni circoscriventi: Contursi (200 m), Materdomini (570 m), Sala Consilina (580 m) e Picerno (728 m). La fig. 1a, carta delle isoterme per il periodo 1926-1955, mostra la distribuzione delle temperature medie annue.

Analizzando i dati relativi alle medie delle temperature massime e minime, si nota come queste assumano valori decrescenti all'aumentare della quota ed all'aumentare della distanza dalla costa. Sulla base di queste caratteristiche, il regime termometrico del bacino del Calore può essere definito di tipo *Temperato mediterraneo* con estate calda e asciutta ed inverno mite ed umido.

Per la piovosità si è fatto riferimento ai dati registrati dalle 10 stazioni di misura interne o molto prossime al bacino in studio e qui di seguito elencate: Altavilla Silentina (265 m), Felitto (272 m), Roccadaspide (356 m), Albanella (359 m), Castelcivita (527 m), S. Angelo a Fasanella (557 m), Roscigno (637 m), Piaggine (710 m), S. Rufo (620 m) e Albanella Contrada Barizzo (5 m).

In fig. 1b è mostrata la carta delle isoiete delle precipitazioni annue medie nel trentennio 1921-1950 ed è stata ottenuta per ingrandimento dai tipi del Servizio Idrografico. La zona di maggiore piovosità (> 1500 mm), è localizzata in corrispondenza del M. Cervati. Le precipitazioni medie mensili, variano da un massimo di 246 mm, misurati alla stazione di Felitto nel mese di Dicembre ad un minimo di 12 mm misurati alla stazione di Albanella (Contrada Barizzo) in Luglio. I dati pubblicati dal Servizio Idrografico

indicano i mesi di Novembre, Dicembre e Gennaio come i mesi più piovosi; mentre in quasi tutte le stazioni, la piovosità più bassa si registra nei mesi di Luglio ed Agosto. Il numero dei giorni piovosi oscilla in media tra 1 e 3 nei mesi di Luglio e Agosto e tra 10 e 13 nei mesi di Novembre, Dicembre e Gennaio.

Sulla base dei dati esposti si può affermare che il regime pluviometrico del bacino del Calore è di tipo *Sublitoraneo appenninico*.

ASSETTO GEOLOGICO-STRUTTURALE

La Valle del Calore Lucano è bordata dai M. Alburni a NE e dai M. del Cilento a SW, entrambi a sviluppo appenninico. Le unità stratigrafico strutturali affioranti comprendono: i Conglomerati di Eboli, l'Unità delle Argille Varicolori e l'Unità della Piattaforma campano-lucana. Particolarmente evidente il contatto tettonico di sovrascorimento delle argille varicolori sui calcari della piattaforma. Le numerose strutture di faglia a direzione NW-SE che interessano soprattutto i rilievi carbonatici con ogni probabilità condizionano, insieme con strutture orientate NE-SW, il pattern di drenaggio sia del corso d'acqua principale che dei suoi affluenti.

Per la stesura della Carta Geolitologica (fig. 2), i terreni affioranti nel bacino del Calore sono stati raggruppati secondo i loro caratteri litologici fondamentali in 7 unità partendo dai fogli 198 (Eboli), 209 (Vallo della Lucania) e 210 (Lauria) in scala 1:100.000 della Carta Geologica d'Italia.

TERRENI SCIOLTI O PREVALENTEMENTE SCIOLTI

Unità 1 - Depositi alluvionali e lacustri

Questi depositi, recenti ed attuali, comprendono i terreni alluvionali, fluvio-lacustri, lacustri e palustri dei fondovalle. Sono costituiti da elementi poligenici eterometrici con qualche intercalazione lenticolare di argille, di sabbie argillose o di torba; prevalentemente sciolti, a luoghi debolmente cementati. Quest'unità affiora un po' ovunque nelle piane alluvionali. La giacitura è di norma suborizzontale; la permeabilità primaria va da elevata a media, mentre raggiunge valori più bassi in corrispondenza delle lenti di materiali prevalentemente argillosi; l'erodibilità è elevata.

Unità 2 - Morene e detriti di falda sciolti

Depositi morenici affiorano esclusivamente al M. Cervati, dove riempiono tutta l'ampia vallata tra la Serra Cervati ed il M. Cerasulo. La permeabilità primaria è variabile, l'erodibilità elevata.

Il detrito di falda sciolto è costituito da brecce prevalentemente calcaree, a luoghi debolmente cementate; localmente si rinvencono livelli sabbioso-ghiaiosi. Quest'unità, analogamente all'Unità 3, si rinviene prevalentemente, con estensione talvolta anche notevole, in corrispondenza dei versanti carbonatici. La stratificazione è irregolare o assen-

te; la permeabilità primaria è generalmente alta, l'erosibilità elevata.

TERRENI LAPIDEI O PREVALENTEMENTE LAPIDEI

Unità 3 - Detriti di falda cementati

Comprende puddinghe, brecce e conglomerati ad elementi prevalentemente calcarei ben cementati a cemento pure esso calcareo. Permeabilità primaria bassa o nulla; permeabilità secondaria media; erodibilità modesta.

Unità 4 - Calcari in banchi e strati

Quest'unità raggruppa tutti i termini di natura calcarea affioranti un po' ovunque nell'intero bacino con estensione anche notevole che, peraltro, presentano le stesse caratteristiche medie dal punto di vista dello sviluppo del drenaggio superficiale. Si tratta di calcari localmente passanti a calcari dolomitici, calcilutiti, calcareniti e calciruditi in banchi e strati di spessore variabile, talvolta massicci talvolta intensamente fratturati e tettonizzati. Localmente stratificati con intercalazioni marnose e subordinatamente argillose; alternanze di calcilutiti e calcareniti con liste e noduli di selce. I terreni di questa unità affiorano in finestra tettonica a nord dell'abitato di Campagna e sporadicamente lungo tutto il bordo orientale del bacino. Quest'unità costituisce l'ossatura principale di tutti i rilievi montuosi presenti nell'area. Permeabilità primaria generalmente nulla; permeabilità secondaria variabile per fratturazione e carsismo; erodibilità bassa.

COMPLESSI ETEROGENEI

Unità 5 - Alternanze ritmiche a prevalente componente arenaceo-marnosa o calcareo-marnosa

Arenarie in strati da pochi centimetri a diversi metri alternate più o meno regolarmente a marne, marne-argillose ed argille-marnose associate localmente a lenti di conglomerati ben cementati e ad intercalazioni di marne-calcaree. Quest'unità affiora quasi ovunque nell'intero bacino. Permeabilità primaria da bassa a nulla; permeabilità secondaria media; erodibilità media.

Unità 6 - Alternanze ritmiche a prevalente componente argilloso-marnosa

Argille, argilliti, marne più o meno argillose e siltose, argillocisti con rare intercalazioni di calcari, calcareniti e arenarie quarzose in strati decimetrici. L'affioramento di maggiore estensione si rinviene a sud dell'abitato di Campora. Permeabilità nulla; erodibilità elevata.

Unità 7 - Complesso eterogeneo per tettonizzazione a prevalente componente argillosa

Complesso costituito da fitte alternanze di terreni a litologia estremamente variabile comprendenti, in prevalenza, termini argillosi associati a calcareniti, calcari-marnosi, marne ed arenarie; talora con esotici di varia natura e di-

mensioni. Quest'unità affiora estesamente nella media e bassa valle del Calore. Permeabilità variabile ma in genere molto bassa o nulla; erodibilità elevata.

ANALISI GEOMORFICA QUANTITATIVA

L'analisi è stata effettuata partendo da una base topografica in scala 1:25.000. La scelta di questa scala è stata condizionata dall'esigenza di avere un sufficiente dettaglio di tutte le potenziali linee di drenaggio, superficiale, con l'esclusione dei canali artificiali.

Sono stati calcolati gli elementi morfometrici ed i relativi parametri (*densità di drenaggio; numero, densità ed indice di anomalia gerarchica*) ai quali appaiono maggiormente legati i processi erosivi.

Carta della densità di drenaggio

Per lo studio delle variazioni di D nelle diverse zone del bacino in esame, è stato elaborato il cartogramma a mosaico di fig. 3, in cui viene riportata la densità di drenaggio calcolata per aree unitarie delle dimensioni di 1km^2 . Per potere essere rappresentati, i valori della densità di drenaggio sono stati ripartiti in 7 classi di ampiezza variabile in funzione della loro distribuzione, valutata sulla base di un diagramma di probabilità. Le classi sono state stabilite a partire dalla media di ognuna delle 3 popolazioni riconosciute, sommando o sottraendo a questo valore la deviazione standard (2σ).

I valori della densità di drenaggio sono risultati compresi tra un minimo di $0,0250\text{ km/km}^2$ ed un massimo di $6,512\text{ km/km}^2$; questi estremi sono comunque poco rappresentati, mentre la maggior parte dei valori della densità di drenaggio rimangono compresi tra $2,0$ e $4,5\text{ km/km}^2$. Generalmente le densità minori (1^{a} classe, $0 < D < 0,6$) sono state riscontrate nei fondovalle alluvionali e nelle aree in cui esistono ampi affioramenti dei litotipi calcarei (Unità 4), come si può notare in corrispondenza delle dorsali carbonatiche del gruppo Alburno-Cervati. Tuttavia, valori particolarmente elevati ($D > 4,8\text{ km/km}^2$) della densità di drenaggio sono stati localmente riscontrati nei litotipi calcarei laddove l'affioramento è esente da fratture e carsismo; infatti in queste condizioni la roccia calcarea si comporta come un orizzonte impermeabile.

Nelle aree in cui c'è una più o meno forte componente carsica (M. Alburni) esiste un drenaggio mediamente sviluppato ($D \approx 2,8\text{ km/km}^2$) legato allo sviluppo di reticoli idrografici non collegati alla rete drenante principale. Le densità più elevate ($D > 4,8$) sono presenti laddove il reticolo si sviluppa su litologie scarsamente permeabili e facilmente erodibili (Unità 7).

Gerarchizzazione del reticolo idrografico

Per stabilire univocamente la posizione gerarchica di ciascun segmento fluviale nell'ambito del reticolo idrografico è stato utilizzato il metodo, introdotto da HORTON (1945) e successivamente rielaborato da STRAHLER (1965). Per la valutazione quantitativa dei rapporti esistenti tra i vari segmenti

TABELLA 1 - Parametri morfometrici relativi sia ai diversi sottobacini che all'intero bacino idrografico. Il calcolo dei parametri è stato effettuato per i sottobacini di ordine superiore o uguale al III.

TABLE 1 - Morphometric parameters in the Calore Lucano drainage basin: as far as sub-basins are concerned, data refers to third order stream channel.

n°	u	A (km ²)	D	Rb	Rbd	R	Ga	ga	Δa
2	3	4,26	3,19	5,00	2,25	2,75	11	2,58	0,69
4	4	5,83	3,18	3,69	2,72	0,97	2	0,34	0,08
5	4	5,59	4,29	3,55	3,14	0,40	14	2,50	0,39
6	3	3,48	3,21	3,88	3,75	0,13	1	0,29	0,07
7	4	2,98	4,84	3,07	3,04	0,04	1	0,34	0,03
8	4	11,1	1,84	3,40	2,71	0,69	31	2,79	0,94
9	4	0,63	7,72	2,92	2,17	0,75	6	9,52	0,32
14	3	5,07	2,03	3,00	2,83	0,17	1	0,20	0,11
15A	4	16,82	1,51	3,77	3,13	0,63	19	1,13	0,44
15B	4	17,68	2,11	3,25	2,98	0,27	19	1,07	0,56
16	3	2,53	3,83	4,25	3,25	1,00	8	3,16	0,44
17	3	0,37	4,36	2,00	2,00	0,00	0	0,00	0,00
18	3	2,35	3,70	3,25	2,75	0,50	2	0,85	0,22
20	3	2,19	3,08	3,25	3,13	0,13	1	0,46	0,10
25	3	2,17	3,82	3,50	3,00	0,50	3	1,38	0,25
26Cb	3	1,01	5,83	3,25	2,75	0,50	2	1,98	0,22
26Cd	3	3,05	3,92	5,38	4,50	0,88	7	2,30	0,26
26Ce	4	62,45	0,90	4,56	3,94	0,62	27	0,43	0,34
26Cf	5	43,78	1,82	3,22	2,65	0,57	132	3,02	1,27
26D	6	90,11	2,86	3,32	2,67	0,65	602	6,68	1,71
26E	3	3,59	3,52	5,67	3,33	2,33	14	3,90	0,56
29	3	0,78	5,10	3,25	3,00	0,25	2	2,56	0,20
30	3	5,24	3,17	5,20	4,00	1,20	12	2,29	0,44
31	4	5,23	3,24	3,00	2,75	0,25	5	0,96	0,25
34	4	6,29	4,01	3,47	2,88	0,58	31	4,93	0,76
40	3	2,02	3,58	3,17	3,00	0,17	1	0,50	0,10
42	4	4,45	3,00	2,83	2,05	0,79	20	4,49	0,95
43	3	5,47	2,88	5,43	4,71	0,71	10	1,83	0,37
44	3	1,69	2,80	2,50	2,25	0,25	1	0,59	0,17
45	4	8,86	2,98	3,86	3,13	0,73	21	2,37	0,53
46	4	26,3	1,87	4,18	3,48	0,70	65	2,47	0,89
50	3	9,04	1,72	4,30	3,70	0,60	6	0,66	0,33
52	3	0,54	5,95	2,00	2,00	0,00	0	0,00	0,00
59A	4	16,89	2,62	4,32	2,95	1,37	47	2,78	0,62
59B	5	25,65	3,37	3,48	2,83	0,64	155	6,04	1,08
59D	3	1,45	4,53	3,33	2,83	0,50	3	2,07	0,27
59E	3	1,46	3,43	3,25	3,25	0,00	0	0,00	0,00
62	3	2,21	3,95	3,50	3,33	0,17	1	0,45	0,08
67	3	2,04	2,28	2,50	2,00	0,50	2	0,98	0,33
68	3	0,8	3,61	2,25	2,25	0,00	0	0,00	0,00
69	3	2,08	2,55	2,50	2,50	0,00	0	0,00	0,00
70	3	2,76	1,16	2,00	2,00	0,00	0	0,00	0,00
71	5	14,73	2,42	2,80	2,22	0,58	63	4,28	1,11
79	4	24,32	2,22	4,30	3,71	0,59	23	0,95	0,32
80	3	3,15	3,21	4,00	3,33	0,67	4	1,27	0,27
81	3	0,95	3,57	2,50	2,50	0,00	0	0,00	0,00
82	3	3,14	2,82	3,83	2,83	1,00	6	1,91	0,43
83	3	1,22	4,00	2,50	2,00	0,50	2	1,64	0,33
84	3	0,99	4,66	4,50	2,75	1,75	7	7,07	0,50
87	3	2,73	4,90	5,00	4,38	0,63	5	1,83	0,21
91	3	2,34	3,25	3,75	3,38	0,38	3	1,28	0,21
93	4	4,6	3,85	3,42	2,60	0,82	30	6,52	0,79
95	3	0,55	6,61	2,50	2,50	0,00	0	0,00	0,00
98	3	1,83	3,33	2,50	2,50	0,00	0	0,00	0,00
100	3	1,6	3,46	2,75	2,75	0,00	0	0,00	0,00
101	3	1,16	4,32	2,67	2,67	0,00	1	0,86	0,14
103	3	7	1,00	2,00	2,00	0,00	0	0,00	0,00
104A	3	6,81	2,16	3,88	3,25	0,63	5	0,73	0,33
104B	5	31,53	3,34	3,46	2,75	0,71	99	3,14	0,80
104C	5	56,08	2,41	4,09	2,47	1,62	199	3,55	1,05
intero bacino	7	764,45	2,26	3,67	2,81	0,86	5551	7,26	2,42

TABELLA 2 - Densità di drenaggio (D), indice di anomalia gerarchica (Δa) e deflusso torbido unitario medio annuo (Tu) relativi a tutti i sottobacini.
 TABLE 2 - Drainage density (D), index of hierarchical anomaly (Δa), and mean annual suspended sediment yield (Tu) for the sub-basins.

n°	D	Δa	Tu (t/km ²)	n°	D	Δa	Tu (t/km ²)	n°	D	Δa	Tu (t/km ²)
1	2,38	0,00	168	29	5,10	0,20	1351	66	2,37	0,00	166
2	3,19	0,69	361	30	3,17	0,44	337	67	2,28	0,33	168
3	2,42	0,00	172	31	3,24	0,25	338	68	3,61	0,00	422
4	3,18	0,08	312	32	5,16	0,00	1348	69	2,55	0,00	190
5	4,29	0,39	769	33	6,36	0,00	2028	70	1,16	0,00	67
6	3,21	0,07	318	34	4,01	0,76	682	71	2,42	1,11	223
7	4,84	0,03	1076	35	4,95	0,00	1155	72	5,14	0,00	1335
8	1,84	0,94	139	36	4,63	0,00	908	73	2,89	0,00	245
9	7,72	0,32	3856	37	4,90	0,00	1109	74	4,25	0,00	681
10	5,51	0,00	1765	38	5,69	0,00	2017	75	7,24	0,00	2907
11	2,80	0,00	229	39	4,55	0,00	854	76	1,03	0,00	61
12	1,88	0,00	115	40	3,58	0,10	423	77	4,58	0,00	873
13	1,21	0,00	70	41	3,01	0,00	269	78	2,89	0,00	247
14	2,03	0,11	132	42	3,00	0,95	335	79	2,22	0,32	161
15A	1,51	0,44	97	43	2,88	0,37	266	80	3,21	0,27	333
15B	2,11	0,56	156	44	2,80	0,17	240	81	3,57	0,00	408
16	3,83	0,44	555	45	2,98	0,53	297	82	2,82	0,43	258
17	4,36	0,00	741	46	1,87	0,89	141	83	4,00	0,33	610
18	3,70	0,22	475	47	0,66	0,00	46	84	4,66	0,50	1045
19	3,44	0,00	371	48	0,23	0,00	33	85	5,33	0,00	1538
20	3,08	0,10	289	49	1,23	0,00	71	86	3,99	0,00	560
21	5,96	0,00	2648	50	1,72	0,33	110	87	4,90	0,21	1168
22	3,14	0,00	296	51	3,17	0,00	302	88	4,20	0,00	660
23	1,45	0,00	83	52	5,95	0,00	2447	89	4,15	0,00	632
24	3,33	0,00	341	53	5,29	0,00	1495	90	5,20	0,00	1390
25	3,82	0,25	524	54	8,04	0,00	3907	91	3,25	0,21	338
26A	3,69	0,00	447	55	9,76	0,00	6713	92	11,25	0,00	9988
26B	4,08	0,00	602	56	3,96	0,00	549	93	3,85	0,79	610
26Ca	9,00	0,00	5351	57	2,94	0,00	256	94	3,90	0,00	524
26Cb	5,83	0,22	2356	58	1,10	0,00	64	95	6,61	0,00	2261
26Cc	4,86	0,00	1076	59A	2,62	0,62	232	96	5,78	0,00	2156
26Cd	3,92	0,26	565	59B	3,37	1,08	456	97	3,55	0,00	403
26Ce	0,90	0,34	60	59C	3,35	0,00	347	98	3,33	0,00	341
26Cf	1,82	1,27	148	59D	4,53	0,27	896	99	3,33	0,00	342
26Cg	3,06	0,00	279	59E	3,43	0,00	370	100	3,46	0,00	377
26Ch	4,16	0,00	637	60	4,85	0,00	1068	101	4,32	0,14	745
26Ci	5,25	0,00	1441	61	4,50	0,00	826	102	7,12	0,00	2780
26D	2,86	1,71	359	62	3,95	0,08	555	103	1,00	0,00	59
26E	3,52	0,56	449	63	3,60	0,00	418	104A	2,16	0,33	154
27	7,82	0,00	3607	64	4,91	0,00	1124	104B	3,34	0,80	416
28	4,69	0,00	949	65	2,18	0,00	144	104C	2,41	1,05	219

fluviali costituenti la rete idrografica del Calore, sono stati calcolati quei parametri (*rapporti ed indici di biforcazione* (Rb , Rbd e R) *numero* (Ga), *densità* (ga) e *indice* (Δa) *di anomalia gerarchica*) ritenuti più espressivi e significativi ai fini della caratterizzazione gerarchica del reticolo (AVENA & alii, 1967; AVENA & LUPA PALMIERI, 1969). Il calcolo dei parametri è stato eseguito sia per l'intero bacino sia per i bacini parziali di ordine pari o superiore al III (tab. 1). I sottobacini 15, 26, 59 e 104 sono stati ulteriormente suddivisi in sistemi drenanti di ordine inferiore per tener conto delle marcate differenze, legate soprattutto alla litologia, presenti al loro interno.

Nel bacino del Calore il rapporto di biforcazione (Rb) assume il valore medio di 3,67, mentre nei bacini parziali i suoi valori oscillano tra un minimo di 2 (sottobacini 17, 52, 70 e 103) ed un massimo di 5,67 (sottobacino 26E). Il valore 2 è il valore minimo teorico che può essere assunto da Rb , ed è caratteristico di quei reticoli perfettamente ge-

rarchizzati; inversamente, valori maggiori di 5, stanno ad indicare una notevole disorganizzazione della rete legata ad una forte componente tettonica e/o litologica. Se si tiene conto del fatto che valori medi di Rb sono compresi tra 3 e 5, si può facilmente dedurre che il reticolo fluviale del Calore ha una geometria alquanto disorganizzata per i motivi di cui si è detto.

Visti i limiti di rappresentatività che caratterizzano l' Rb , si è ritenuto necessario calcolare, sia per l'intero bacino che per i bacini parziali, il rapporto di biforcazione diretto (Rbd). Per l'intera rete drenante del Calore l' Rbd assume un valore medio di 2,81 tipico di un drenaggio più organizzato di quanto portano a concludere i valori ottenuti nel caso dell' Rb . I valori medi relativi ai bacini parziali variano da un minimo di 2 (sottobacini 17, 52, 67, 70, 83 e 103) ad un massimo di 4,71 (sottobacino 43).

Da un confronto dei valori di Rb ed Rbd , si osserva che il limite inferiore coincide per entrambi i parametri e corri-

sponde al minimo teorico; mentre il limite superiore dell' Rbd è sensibilmente più basso di quello dell' Rb , il che indica un maggior grado di gerarchizzazione del reticolo fluviale. C'è da notare che i reticoli fluviali caratterizzati da valori di $Rbd = 2$ hanno tutti lo stesso ordine gerarchico, $N = 3$, ed hanno un'estensione areale generalmente modesta, ad eccezione del sottobacino 103, che ha una superficie di 7 km². Al contrario il sottobacino 43, unitamente ai bacini parziali (26Cd, 30, 87) è caratterizzato da un reticolo abbastanza disorganizzato con un $Rbd > 4$. Questi sottobacini hanno un'estensione mediamente superiore a quelli di cui si è parlato precedentemente, con aree comprese tra 2,73 e 5,47km². Essi, inoltre, sono drenati da reticoli il cui ordine gerarchico è $N = 3$ e sono impostati sia su rocce sciolte, argille e conglomerati che su rocce lapidee.

I rimanenti bacini parziali, che peraltro sono la maggioranza, hanno Rbd oscillanti tra poco meno di 3 e poco più di 3,5. Tuttavia, anche l' Rbd , analogamente all' Rb , ha dei limiti di rappresentatività (AVENA & alii, 1967) per cui, al fine di tenere in giusta considerazione tutti quegli elementi (frequenza dei segmenti per ciascun ordine gerarchico, frequenza dei segmenti che influiscono direttamente nei segmenti di ordine gerarchico immediatamente superiore e frequenza delle influenze anomale) che concorrono nell'organizzazione gerarchica dei reticoli fluviali, è stato calcolato l'indice di biforcazione (R).

L' R , analogamente ai parametri precedenti, è stato calcolato sia per l'intero bacino, sia per i bacini parziali (tab. 1). L'intera rete drenante del Calore ha un R medio = 0,86, che, tenuto conto delle condizioni poco favorevoli allo sviluppo gerarchico (eterogeneità litologica e morfogenesi fortemente condizionata dalle vicissitudini tettoniche), è un valore caratteristico di reticoli mediamente organizzati. Il valore medio di R per i bacini parziali varia tra 0 (sottobacini 17, 52, 59E, 68, 69, 70, 81, 95, 98, 100, 101, 103) e 2,75 (sottobacino 2). Il valore 0 è il valore minimo che può assumere R ; un caso limite si ha quando $Rb = Rbd = 2$, condizione questa che si verifica nei sottobacini 17, 52, 70 e 103 il cui reticolo presenta la condizione di massima gerarchizzazione e massima conservatività (MELTON, 1958). I reticoli dei sottobacini 6, 7, 14, 20, 29, 31, 40, 44, 62, invece, pur ben disposti gerarchicamente, non presentano la condizione di massima conservatività e assumono valori Rb e Rbd vicini fra loro (Rb min = 2,50, Rb max = 3,88; Rbd min = 2,25, Rbd max = 3,75). Il valore massimo $R = 2,75$ (sottobacino 2) è indicativo di un reticolo avente una struttura alquanto disorganizzata. Valori di R piuttosto elevati si presentano anche nei sottobacini 16, 30, 59A, 82, 84 e 104C ($R > 1$).

Per confrontare fra loro i dati relativi a reticoli di drenaggio diversi, sono stati calcolati, sia per l'intero bacino del Calore che per i bacini parziali di ordine pari o superiore al III (tab. 1), altri tre parametri che esprimono esclusivamente quello che è lo stato anomalo dell'organizzazione gerarchica dei reticoli fluviali: il numero (Ga), la densità (ga) ed l'indice (Δa) di anomalia gerarchica (AVENA & alii, 1967).

I parametri ga e Δa possono assumere valori minimi uguali ma valori massimi diversi; infatti, il valore più basso (0) lo si riscontra per entrambi nei sottobacini 17, 52, 59E,

68, 69, 70, 81, 95, 98, 100 e 103 tutti di III ordine e con dimensioni areali che non superano i 7km² (sottobacino 103).

Il valore massimo di ga è 9,52 (sottobacino 9), mentre il valore massimo di Δa è 1,71 (sottobacino 26D). Entrambi i sottobacini si sviluppano su litotipi facilmente erodibili: il primo valore è relativo ad un reticolo del IV ordine impostato su detriti di falda e in parte su argille; il secondo è relativo ad un reticolo del VI ordine che si sviluppa prevalentemente su argille. Valori elevati di ga si riscontrano anche nei sottobacini: 26D, 59B, 84 e 93 ($ga = 6,68, 6,04, 7,07$ e $6,52$ rispettivamente), mentre Δa è > 1 nei sottobacini 26Cf, 59B, 71 e 104C ($\Delta a = 1,27, 1,08, 1,11$ e $1,05$ rispettivamente).

Inoltre, se si considerano i dati relativi all'intero bacino del Calore ($ga = 7,26, \Delta a = 2,42$), ne risulta un'organizzazione gerarchica complessiva mediamente sviluppata.

CARTA DELL'INDICE DI EROSIONE

La scelta della relazione per il calcolo del trasporto torbido (Tu) è stata operata sulla base di quanto affermato da CICCACCI & alii (1980) e LUPA PALMIERI & alii (1989), i quali considerano la densità di drenaggio e i parametri che esprimono l'organizzazione gerarchica del reticolo fluviale come i più idonei al calcolo del Tu .

Le equazioni proposte dagli Autori sono le seguenti:

$$\begin{aligned} \log Tu &= 1,82818 \log D + 0,01769 ga + 1,53034 & r^2 &= 0,96490 & (1) \\ \log Tu &= 0,33479 D + 0,15733 \Delta a + 1,32888 & r^2 &= 0,97688 & (2) \end{aligned}$$

Tra i due tipi di relazioni è stata scelta quella di tipo semilogaritmico per bacini parziali caratterizzati da valori della $D < 6$, mentre è stata usata, come suggerito dagli Autori, quella di tipo logaritmico per i bacini parziali in cui $D > 6$.

Per tener conto dell'estrema variabilità delle litologie affioranti nell'area in esame ed in virtù della loro più o meno forte incidenza sul trasporto torbido, l'equazione è stata applicata a tutti i bacini parziali di ordine pari o superiore al II che drenano direttamente nel corso d'acqua principale o nei suoi maggiori affluenti. Il calcolo del trasporto torbido per le aree drenate da aste di I ordine ed affluenti nei corsi d'acqua principali non è stato svolto in quanto lo si può considerare praticamente trascurabile.

Nella tab. 2 sono riportati tutti i valori dei parametri che compaiono nelle equazioni ed i valori del trasporto torbido relativi a ciascun bacino parziale considerato. I valori minimi e massimi del trasporto torbido si riscontrano rispettivamente nei sottobacini 47 e 48 (46 e 33 tonni/km²/anno rispettivamente) e nel sottobacino 92 (9988 tonni/km²/anno). Sulla base dei valori calcolati è stata elaborata una carta dell'indice di erosione (fig. 4) in cui i valori del trasporto torbido sono stati suddivisi in 10 classi.

Per stabilire l'ampiezza e il numero delle singole classi è stato costruito un diagramma di probabilità, che descrivesse la distribuzione dei dati da rappresentare. Come nel caso del cartogramma a mosaico, le classi sono state stabilite a partire dalla media di ognuna delle 3 popolazioni individuate alla quale è stata sottratta o addizionata la devia-

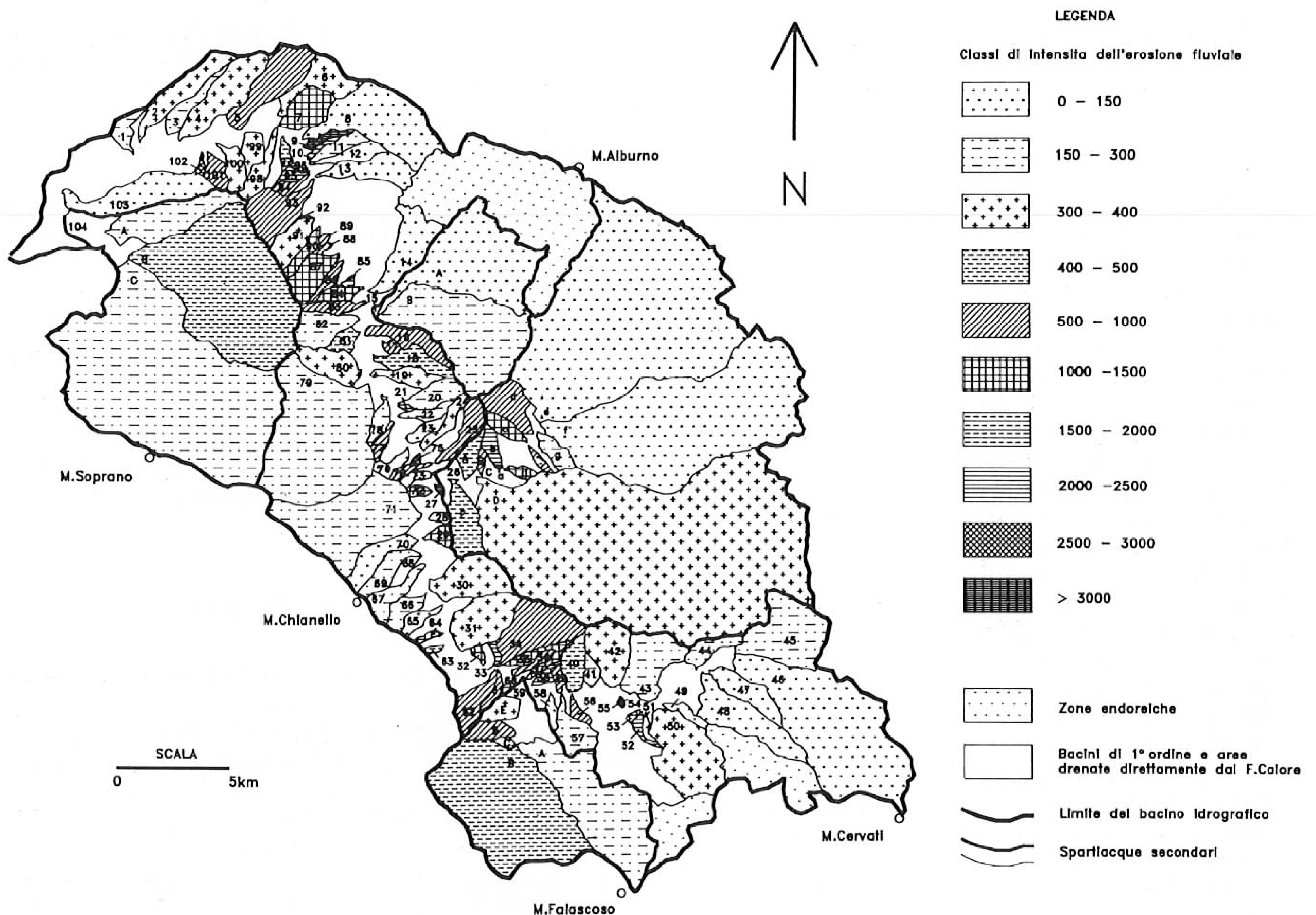


FIG. 4 - Carta dell'indice di erosione. I valori calcolati sono stati suddivisi in 10 classi ad ognuna delle quali corrisponde un intervallo di ampiezza variabile in funzione della loro distribuzione.

FIG. 4 - Mean erosivity map: reported values are estimated by the EI index.

zione standard (2σ). In figura si può notare come i valori calcolati del trasporto torbido appartengano prevalentemente alla 2^a (150-300 tonnellate/km²/anno) ed alla 5^a classe (500-1.000 tonnellate/km²/anno). In termini percentuali il 55% dei sottobacini considerati è caratterizzato da processi erosivi di bassa intensità (<500 tonnellate/km²/anno). Questo dato trova la sua conferma nel fatto che si tratta di bacini impostati prevalentemente sui litotipi calcarei o lapidei, come si può vedere dal confronto con la fig. 2.

Valori del trasporto torbido particolarmente elevati, appartenenti alla 8^a (2.000-2.500 tonnellate/km²/anno), 9^a (2.500-3.000 tonnellate/km²/anno) ed 10^a classe (>3.000 tonnellate/km²/anno), tipici di processi erosivi intensi, sono stati riscontrati più frequentemente nei bacini prossimi al fondovalle. Questa apparente anomalia può essere spiegata con la maggiore erodibilità dei litotipi presenti in queste aree, che normalmente, a parità di altre condizioni, sono sede di processi erosivi meno intensi rispetto a quelle di testata. Ad esempio, nelle aree di testata del bacino idrografico, i bacini prossimi al M. Cervati (46, 47 e 48), che interessano terreni caratterizzati da permeabilità variabile e bassa erodibilità (calcari in banchi e strati, Unità 4), presentano valori di intensità dell'erosione fluviale non superiori a 150 tonnellate/km²/anno, mentre i

bacini 59B e 59D, che si sviluppano a ovest del M. Falascoso su litologie dotate di permeabilità bassa o nulla e mediamente erodibili (alternanze ritmiche a prevalente componente arenaceo-marnosa o calcareo-marnosa, Unità 5, e alternanze ritmiche a prevalente componente argilloso-marnosa, Unità 6) mostrano valori del Tu compresi tra 400 e 1.000 tonnellate/km²/anno.

Uno sguardo particolare va inoltre rivolto al sottobacino 26, che per la sua estensione e per le caratteristiche dei litotipi sui quali è in buona parte impostato, fornisce un notevole contributo potenziale al trasporto torbido totale del Calore. Per esso è stato infatti calcolato un trasporto torbido complessivo di 13.770 tonnellate/km²/anno. A determinare questo valore contribuiscono in maniera importante soprattutto i sottobacini che all'interno di esso interessano i terreni a prevalente componente arenaceo-marnosa, calcareo-marnosa e argillosa attribuiti alle Unità 5 e 7. Ciò non vale per i sottobacini 26Ce e 26Cf, le cui testate si sviluppano sui rilievi calcarei dei M. Alburni e i cui valori del Tu sono uguali a 60 e 148 tonnellate/km²/anno rispettivamente.

Nel complesso, come si può notare nella fig. 4, processi erosivi particolarmente intensi si riscontrano soprattutto per i sottobacini di estensione più limitata distribuiti lungo tutto il corso del Calore.

Per quanto concerne, invece, il trasporto torbido dell'intera rete drenante del Calore, applicando la relazione (2), è stato calcolato un valore pari a 292 tonnellate/km²/anno (3^a classe di intensità dell'erosione) caratteristico di un bacino nel quale prevalgono fenomeni erosivi di media intensità. Tale valore risulta inferiore a quello espresso dalla media ponderata dei valori del deflusso torbido unitario medio annuo calcolata per i bacini parziali. Questa discrepanza tra i due risultati si spiega considerando che il *Tu* calcolato per i bacini parziali è da intendersi come contributo potenziale al *Tu* del corso d'acqua alla foce. In realtà esso rappresenta l'insieme dei processi di sedimentazione che si manifestano in punti diversi del collettore principale.

Moltiplicando il valore del trasporto torbido di ogni bacino parziale per la relativa superficie, è stata inoltre calcolata la quantità di materiali, espressa in tonnellate, che annualmente viene asportata dai versanti e convogliata come carico torbido nel collettore principale. Dalla somma di tutti i prodotti parziali è stata infine ottenuta la quantità totale di materiali erosi nell'intero bacino del Calore. Essa risulta uguale a 188.934 tonnellate/anno oppure, se si assume per i materiali in sospensione un peso specifico di 1,8 tonnellate/m³, pari a 104.963 m³/anno. Va inoltre sottolineato che il Calore Lucano contribuisce per il 91,7% al trasporto torbido totale del F. Sele, di cui è uno dei principali tributari, e che solo il 24,9% del trasporto torbido totale del F. Sele arriva alla foce a causa della presenza di numerose opere di regimazione (briglie, difese di sponda, inalveamenti e invasi artificiali, LI VIGNI, 1990).

BIBLIOGRAFIA

- ANDERSON H.W. & WALLIS J.R. (1965) - *Some interpretations of sediment sources and causes, Pacific Coast Basins in Oregon and California*. Proc. Fed. Inter-Agency Sedim. Conf., U.S.D.A. Misc., Publ. 970, 22-30.
- 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.
- AVENA G.C. & LUPA PALMIERI E. (1969) - *Analisi geomorfica quantitativa in: «Idrogeologia dell'alto bacino del Liri (Appennino centrale)»*. Geol. Romana, 8, 319-378.
- BECCHI I., BILLI P. & TACCONI P. (1979) - *Trasporto solido e parametri fisici di un bacino idrografico. Prime relazioni osservate nei bacini sperimentali dei TT. Virginio e Pesciola*. Mem. Soc. Geol. It., 19, 275-279.
- CALOIERO D., MILITI L., ROSSO R., TAZIOLI G.S. & VERSACE P. (1981) - *Trasporto solido in condizioni di piena. Studi sperimentali in un bacino attrezzato*. L'Energia Elettrica, 1-12.
- CAPOZZA F. (1963) - *Influenza del fattore geomorfologico e litologico sul trasporto solido del Fiume Agri a monte della diga del Pertusillo*. Rass. Lav. Pubbl., 12, Dic. 1963, 24 pp.
- CAVAZZA S. (1972) - *Contributo al calcolo del potenziale di erosione*. Riv. It. Geot., 27-32.
- CICCACCI S., FREDI P., LUPA PALMIERI E. & PUGLIESE F. (1986) - *Indirect evaluation of erosion entity in drainage basins through geomorphic, climatic and hydrological parameters*. Intern. Geomorph., (V. Gardiner Ed.), Wiley & Sons, 33-48.
- CICCACCI S., FREDI P., LUPA PALMIERI E. & PUGLIESE F. (1980) - *Contributo dell'analisi geomorfica quantitativa alla valutazione dell'entità dell'erosione nei bacini fluviali*. Boll. Soc. Geol. It., 99, 455-516.
- CICCACCI S., FREDI P. & LUPA PALMIERI (1979) - *Quantitative expression of climatic and geomorphic factors affecting erosional processes: indirect determination of the amount of erosion in drainage basins in Italy. An approach*. In: Polish-Italian Seminary: *Superficial mass movements in mountain regions*. Szymbark, 76-89.
- CIET P. & TAZIOLI G.S. (1978) - *Sul trasporto torbido del T. La Canala (Basilicata)*. Geol. Appl. Idrogeol., 13, 141-157.
- COOKE R.U. & DOORNKAMP J.C. (1974) - *Geomorphology in Environmental Management*. Clarendon Press, Oxford, 413 pp.
- DOUGLAS I. (1967) - *Man, vegetation and the sediment yield of rivers*. Nature, 215, 925-928.
- FERRETI P., MORATTI L., PELLEGRINI M. & ZAROTTI L. (1979) - *Il bacino sperimentale del Rio delle Viole (Appennino Emiliano). Primi risultati*. Mem. Soc. Geol. It., 19, 269-274.
- FLEMING G. (1969) - *Design curves for suspended load estimation*. Proc. Inst. Civ. Eng., 43, 1-9.
- FOURNIER F. (1949) - *Les facteurs climatiques de l'erosion du sol*. Assoc. Geogr. Franc. Bull., 203, 97-103.
- FOURNIER F. (1960) - *Climat et erosion: la relation entre l'erosion su sol par l'eau et les precipitations atmospheriques*. Presses Univ. de France, Paris, 201 pp.
- GAZZOLO T. & BASSI G. (1961) - *Contributo allo studio del grado di erodibilità dei terreni costituenti i bacini montani dei corsi d'acqua italiani*. Min. Lav. Pubbl., Gior. Gen. Civ., 1, 9-19.
- GAZZOLO T. & BASSI G. (1964) - *Relazione tra i fattori del processo di ablazione e il trasporto solido in sospensione nei corsi d'acqua italiani*. Min. Lav. Pubbl., Gior. Gen. Civ., 6, 377-395.
- GIL E. (1974) - *An attempt to determine the size of washing in the Bystrzanka catchment basin near Szymbark*. Studia Geomor. Carpat-Balcanica, 8, 105-114.
- GIL E. & WELE A. (1979) - *The suspended and dissolved carried out of the Bystrzanka catchment and the amount of the washing and leaching on slopes*. In: Polish-Italian Seminary: *Superficial mass movements in mountain regions*. Szymbark, 134-141.
- HORTON R.E. (1945) - *Erosional development of streams and their drainage basins: hydrophysical approach to quantitative morphology*. Geol. Soc. Amer. Bull., 56, 275-370.
- LANGBEIN W.B. & SCHUMM S.A. (1958) - *Yield of sediment in relation to mean annual precipitation*. Trans. Am. Geoph. Un., 39, 1076-1084.
- LUPA PALMIERI E., CENTAMORE E., CICCACCI S., CIVITELLI G., CORDA L., DEL MONTE M. & FREDI P. (1989) - *Analisi geomorfica quantitativa di alcuni bacini idrografici dell'area abruzzese*. Contratto di ricerca ENEA-Università degli studi di Roma «La Sapienza», Rapporto sull'attività svolta nella seconda fase delle indagini.
- MELTON M.A. (1957) - *An analysis of the relations among elements of climate, surface properties and geomorphology*. Department of Geology, Columbia University, Technical Report 11.
- MINISTERO LAVORI PUBBLICI - *Annali Idrologici - Elenco e caratteristiche delle stazioni. Distribuzione della temperatura dell'aria in Italia nel trentennio 1926-1955, Precipitazioni medie mensili annue e numero dei giorni piovosi per il trentennio 1921-1960. Portate e bilanci idrologici*. Roma.
- MORISAWA M. (1968) - *Streams, their dynamics and morphology*. McGraw-Hill, New York.
- RANGO A. (1970) - *Possible effects of precipitation modification on stream channel geometry and sediment yield*. Water Res. Res., 78 (3), 379-384.
- RICHTER G. & NEGENDANK J.F.W. (1977) - *Soil erosion processes and their measurement in the german area of Moselle River*. Earth Surf. Proc. Landf., 2, 261-278.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA - *Carta Geologica d'Italia. Fogli 198 (Eboli), 209 (Vallo della Lucania), 210 (Lauria)*.
- STRAHLER A.N. (1965) - *The Earth sciences*. Harpes & Row Publ., New York, 681 pp.
- VITTORINI S. (1965) - *La valutazione quantitativa dell'erosione nei suoli argillosi pliocenici della Val d'Era*. Atti Congr. Geogr. It., Como 1964, 3, 83-102.
- WALLING D.E. (1971) - *Sediment dynamics of small instrumented catchments in southeast Devon*. Trans. Devons. Assoc., 103, 147-165.
- WILSON L. (1969) - *Les relations entre les processus geomorphologiques et le climat moderne comme methode de paleoclimatologie*. Rev. Geogr. Phys. Geol. Dyn., 11, ser. 2, 303-314.
- WILSON L. (1973) - *Variations in mean annual sediment yields as a function of mean annual precipitation*. Am. Journ., 273, 335-349.