

COMPARAZIONE TRA I TASSI DI EROSIONE E SOLLEVAMENTO DELL'APPENNINO LUCANO: L'ESEMPIO DELLA FIUMARA DI TITO E PICERNO

COMPARISON BETWEEN UPLIFT AND EROSION RATES FROM THE TITO-PICERNO RIVER BASIN, SOUTHERN ITALIAN APENNINES

Marcello Schiattarella (*), **Paolo Beneduce (*)**, **Stefania Pascale (**)**

(*) Dipartimento di Scienze Geologiche, Università della Basilicata, Potenza.

(**) D.I.F.A., Università della Basilicata, Potenza.

Riassunto

La Fiumara di Tito e Picerno scorre in una valle asimmetrica del versante sud-occidentale dell'Appennino lucano, caratterizzata da almeno quattro ordini di superfici topografiche poligeniche. Nell'area dominano i processi di erosione lineare ma non mancano i movimenti di massa. Allo scopo di mettere in relazione tali processi con la mobilità tettonica della zona assiale della catena, è stata condotta l'analisi geomorfica quantitativa del bacino idrografico e stimata l'entità dell'erosione legata al deflusso superficiale tramite cartografia politematica. Il tasso di erosione medio annuo per l'intera area è risultato di circa 0.2 mm/anno.

Sulla base delle correlazioni tra superfici erosionali e deposizionali all'interno del bacino e tra queste ed elementi del paesaggio a scala regionale, è stato calcolato un tasso di sollevamento medio pari a 0.7 mm/anno per gli ultimi 2 Ma. La comparazione con la velocità di erosione suggerisce in prima analisi che il tasso di smantellamento erosivo da parte dei corsi d'acqua non ha compensato il tasso di sollevamento della zona assiale dell'Appennino lucano, che risulterebbe pertanto essere un sistema in forte disequilibrio all'interno del quale altri processi erosivi (franosità e movimenti lenti di versante) vengono necessariamente attivati. I tassi di *uplift* in aree contigue e relativi ad intervalli temporali più ristretti e recenti, cioè riferibili al Pleistocene superiore – Olocene, rivelano tuttavia valori intorno a 0.2-0.3 mm/anno – e dunque comparabili con quelli di erosione calcolati in questo lavoro. Questo testimonierebbe uno stato di equilibrio stazionario della catena, dove la franosità è stata concentrata in determinati periodi del recente passato geologico per motivi essenzialmente climatici ed è attivata in tempi storici anche per induzione sismica.

Parole chiave: Geomorfologia tettonica, tassi di sollevamento ed erosione, Appennino meridionale.

Abstract

The Tito-Picerno River flows in an asymmetric valley of the axial zone of the Lucanian segment of the southern Italian Apennines, including the homonymous villages, not far from the town of Potenza. This stream is a tributary of a network delivering to the Tyrrhenian Sea. The valley sides are

characterized by four orders of erosional polygenic and/or depositional landsurfaces, at least. This area prevalently underwent fluvial erosion, but landforms related to mass movements are significantly present as well.

In order to relate these different erosion processes to tectonic mobility of the axial zone of the chain, a geomorphic quantitative analysis has been carried out and the eroded volumes of rocks forming both the Mesozoic bedrock and the Pliocene clastic covers have been calculated, using cartographic methods and also converting the fluvial turbid transport data as evaluated by geomorphic parameters. The annual average erosion rate is about 0.2 mm/a.

On the grounds of correlations among landsurfaces inside the basin and between these ones and the nearby palaeosurfaces extended on a regional scale, an uplift rates of 0.7 mm/a for the last 2 Ma has been estimated. The comparison with the erosion rate suggests in a first analysis that the fluvial erosion did not match the tectonic uplift of the axial zone of the Lucanian Apennine, which therefore could result a non-steady system, strongly perturbed by other erosion phenomena. In such a framework, landslides and soil creep have to be necessarily activated to drop the disequilibrium triggered by uplift/erosion rate differential. Nevertheless, uplift rates from adjacent areas and related to a smaller time-span, and in particular referred to the late Pleistocene – Holocene interval, revealed values of 0.2-0.3 mm/a, well-fitting the erosion rate calculated in the study area. This testifies a steady-state of the chain, in which mass movements activity has been concentrated in particular periods of the recent geological past essentially because of climatic factors and is triggered during historical times also by seismic induction.

Key words: Tectonic geomorphology, uplift and erosion rates, southern Apennines.

Introduzione

La comprensione dei meccanismi di interazione tra clima, tettonica ed evoluzione del paesaggio e dei relativi effetti di *feedback* ha in anni recenti attratto diverse competenze della comunità scientifica internazionale. Grande interesse rivestono, infatti, i parametri quantitativi utili alla comprensione della storia evolutiva delle catene orogeniche, con particolare riferimento alla stima dei tassi di sollevamento e/o erosione in differenti contesti morfoclimatici ed alla determinazione dei carichi tettonici sopportati dalle successioni sedimentarie. Uno degli scopi principali delle ricerche in atto è rappresentato, da un lato, dalla possibilità di una migliore definizione dei tempi e delle modalità di esumazione dei nu-

clei formati dalle rocce più antiche degli orogeni e, dall'altro, da una più precisa attribuzione genetica di varie caratteristiche tettoniche delle catene, quali lo stile deformativo nei differenti regimi geodinamici, l'assetto morfostrutturale regionale ed il significato tettonico e la cinematica di apertura dei bacini intermontani recenti.

I primi studi quantitativi sui tassi di sollevamento dell'Appennino sono comparsi solo recentemente e riguardano diversi settori della catena (Schiattarella *et al.*, 2003; Boenzi *et al.*, 2004, e bibliografie contenute), seppure in maniera ancora poco rappresentativa dell'intero sistema orogenico. Le indagini strutturali e morfostrutturali sui bacini plio-quadernari sono invece inquadrare in una più robusta e prolifica tradizione lettera-

ria e - nella fattispecie dell'Appennino meridionale - hanno già da tempo ampiamente contribuito alla conoscenza di questo settore della penisola italiana (cfr. p.es. Schiattarella, 1998, e bibliografia contenuta). Gli aspetti stratigrafici dei depositi quaternari risultano generalmente ben definiti, anche se talvolta una migliore determinazione delle età dei depositi appare necessaria proprio ai fini della datazione degli elementi morfologici utili alla determinazione dei tassi di sollevamento (cfr. p.es. Watchman & Twidale, 2002). La comprensione dell'evoluzione morfotettonica di un orogene recente e complesso come l'Appennino meridionale deve pertanto essere basata sulla stima congiunta di tassi di sollevamento ed erosione, sulla discriminazione del contributo della tettonica locale rispetto al sollevamento regionale e sulla definizione dei carichi tettonici delle unità affioranti nelle stesse aree, come recentemente suggerito da un simile approccio multidisciplinare (Schiattarella *et al.*, 2003). A livello metodologico, infine, andrebbero investigati gli aspetti dell'influenza dei fattori climatici del passato sull'entità dell'erosione.

L'area prescelta per lo studio-pilota qui presentato, allo scopo di contestualizzare i processi erosivi all'interno di un modello morfoevolutivo che tenesse conto anche della mobilità tettonica della zona assiale della catena sud-appenninica, è quella del bacino imbrifero della Fiumara di Tito e Picerno, su cui è stata condotta sia l'analisi geomorfica quantitativa e stimata l'entità dell'erosione legata al deflusso superficiale, che l'analisi morfostrutturale per l'individuazione dei

marker utili alla determinazione dei tassi di *uplift*.

La Fiumara di Tito e Picerno è un corso d'acqua a carattere torrentizio che scorre in una valle intermontana ubicata sul versante occidentale dell'Appennino lucano (Fig. 1). Il bacino idrografico sotteso ha un'estensione di circa 150 kmq, un dislivello compreso tra le quote di 1450 e 370 m s.l.m. e una direzione di sviluppo NO-SE. Il profilo trasversale della valle è asimmetrico e mostra i resti di più ordini di superfici poligeniche che corrispondono ai relitti di antichi paleopaesaggi o di locali livelli di base dell'erosione, a luoghi dislocati dalla tettonica quaternaria (Fig. 2). La morfogenesi è dominata dai processi di erosione lineare, e, in subordine, legata a movimenti di massa.

Inquadramento geologico e geomorfologico dell'area

Il bacino della Fiumara di Tito e Picerno è localizzato nella zona assiale dell'Appennino lucano, un'area di catena fortemente affetta dalla strutturazione neotettonica plio-quaternaria (Ortolani *et al.*, 1992). L'ossatura geologica dell'area è costituita dai termini mesozoici e terziari delle Unità lagonegresi (Pescatore *et al.*, 1999, e bibliografia contenuta), ricoperti in discordanza da depositi clastici di età pliocenica (Fig. 1).

Da un punto di vista geomorfologico, la catena sud-appenninica è caratterizzata da un profilo topografico fortemente asimmetrico, con la linea di cresta spostata verso il margine tirrenico dell'oro-

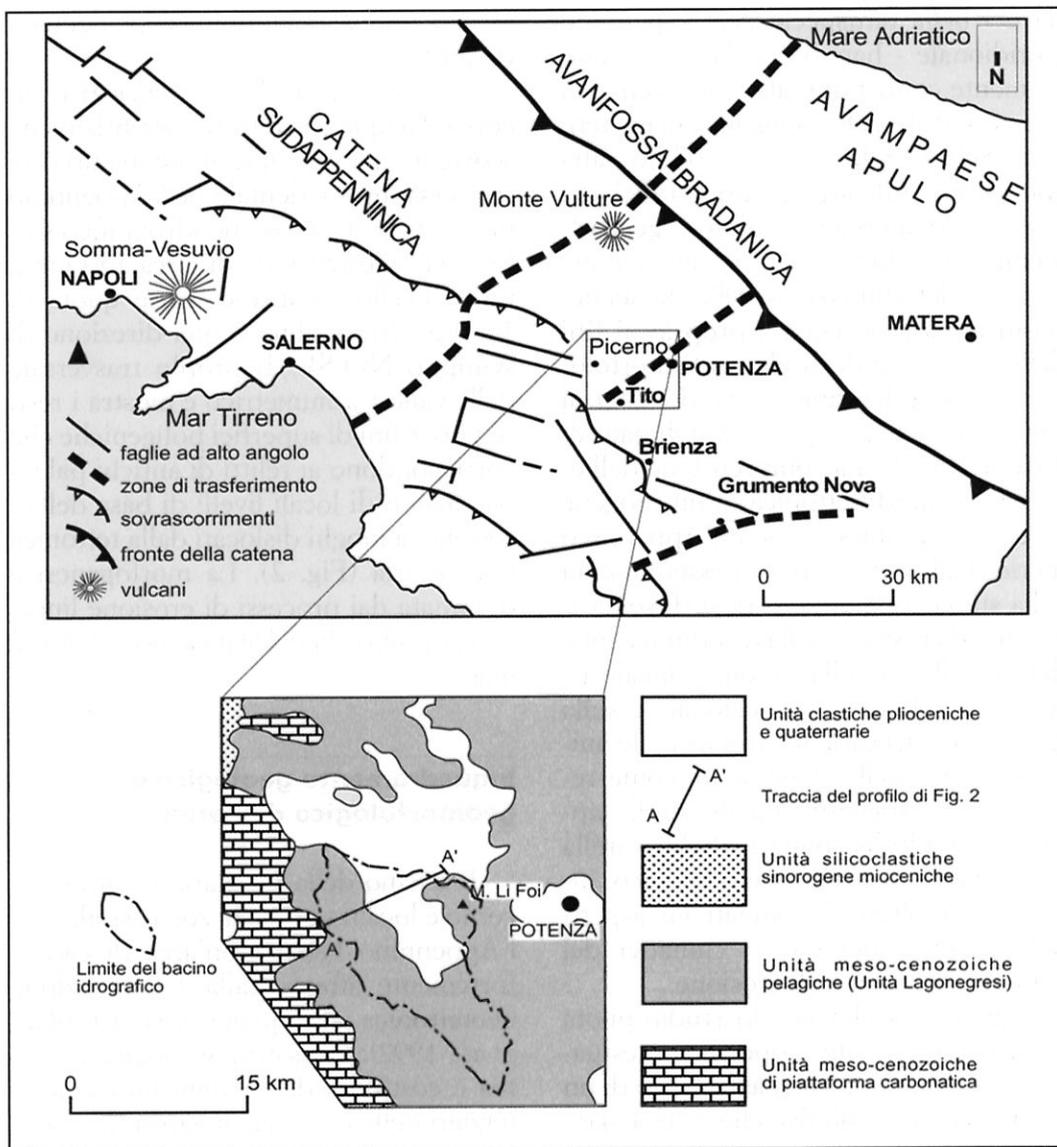


FIGURA 1 – Schema tettonico dell'Appennino meridionale (da Schiattarella et al., 2003, modif.) e schema geologico dell'area di studio.

gene e non coincidente con lo spartiacque regionale. Il fianco orientale della dorsale ha pertanto una maggiore esten-

sione ed una minore pendenza media di quello occidentale. Le cime più alte si attestano intorno ai 2000 m s.l.m., mentre

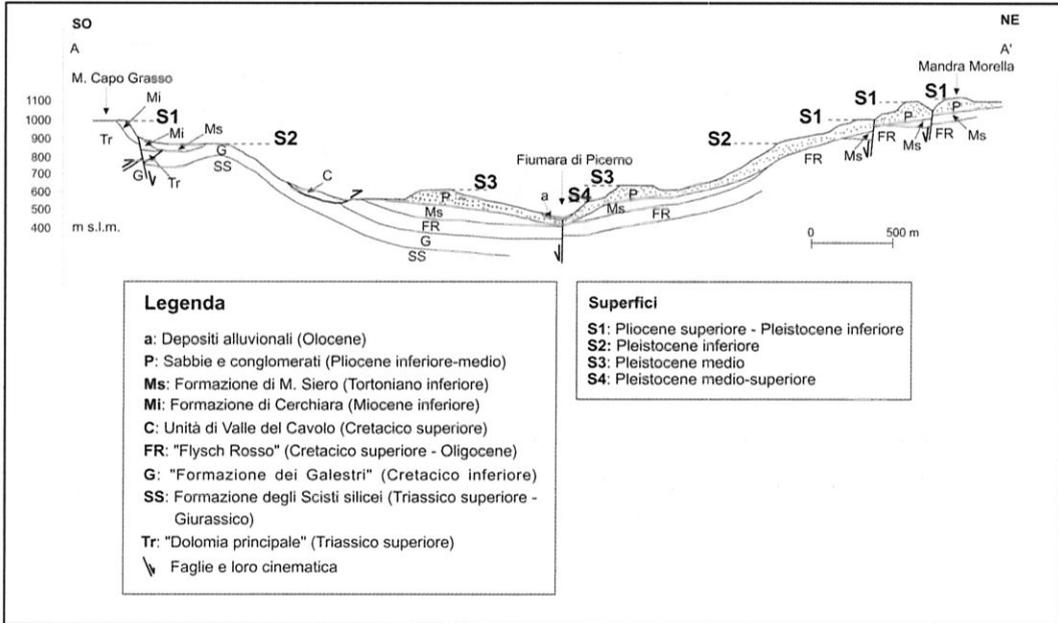


FIGURA 2 – Profilo morfostratigrafico A-A' (esagerazione verticale = 2x) mostrandone la distribuzione altimetrica delle superfici di erosione e/o deposizione nel bacino della Fiumara di Tito e Picerno (traccia del profilo in Fig. 1).

l'elevazione media della catena è di circa 650 m s.l.m. (Amato *et al.*, 1995). La sommità dei rilievi è spesso caratterizzata da una topografia blandamente ondulata o sub-orizzontale, attribuibile ai relitti di antiche superfici erosionali (Widowson, 1997), come riconosciuto per molte aree orogeniche (cfr. Bartolini, 1980; Cinque, 1992; Kennan *et al.*, 1997; Coltorti & Pieruccini, 2000; Casas-Sainz & Cortés-García, 2002; Bosi, 2002, tra gli altri), che troncano successioni stratigrafiche e strutture tettoniche di vario genere (Brancaccio *et al.*, 1991; Russo & Schiattarella, 1992; Amato & Cinque, 1999, Ascione & Romano, 1999, tra gli altri). Le superfici di spianamento sono

distribuite lungo l'intera fascia orogenica ed organizzate in più generazioni sovrapposte, comprese tra i 500 ed i 1500 m s.l.m., variamente disseccate dall'erosione lineare e dislocate da faglie ad alto angolo (Amato & Cinque, 1999; Schiattarella *et al.*, 2003). I tassi di sollevamento dell'Appennino campano-lucano si attestano mediamente intorno a valori di 1 mm/a (Westaway, 1993; Amato, 2000; Schiattarella *et al.*, 2003; Boenzi *et al.*, 2004).

Il bacino idrografico della Fiumara di Tito-Picerno ha uno sviluppo longitudinale in direzione NO-SE, a partire dalle pendici nord-occidentali di Monte Arioso fino all'altezza dell'abitato di Baragia-

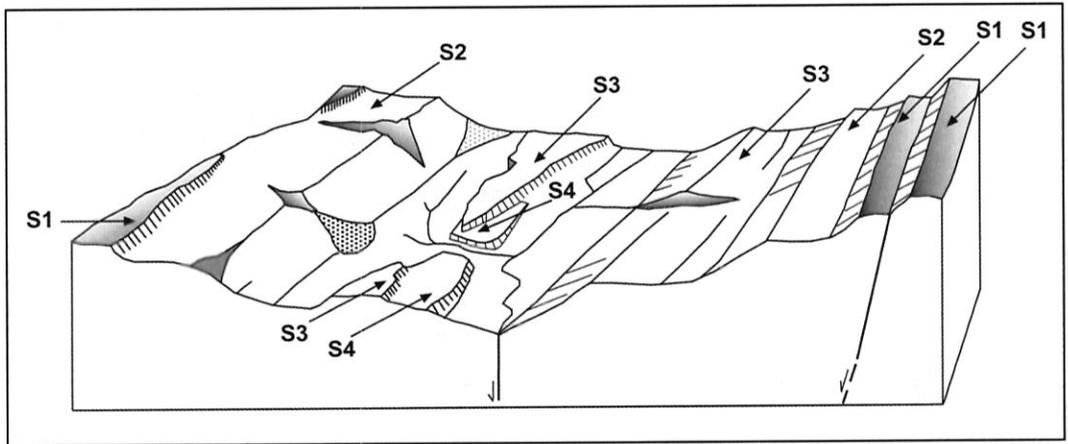


FIGURA 3 – Block diagram *morfostrutturale dell'area di studio*. Sigle: S1, S2 ed S3 = *superfici erosionali*; S4 = *superficie deposizionale*.

no. La destra orografica coincide in buona parte con il versante sud-occidentale di Monte Li Foi, mentre il bacino è confinato a sud-ovest dalla dorsale compresa tra le cime di Monte Arioso, Monte Caruso e Monte Vettrice. Lo spartiacque occidentale del bacino lo separa da quello del Torrente Melandro, mentre il crinale orientale – passante per la cima di Monte Li Foi – coincide con la linea di spartiacque della catena.

La valle della Fiumara di Tito-Picerno presenta uno sviluppo trasversale generalmente asimmetrico, con i fianchi in sinistra orografica caratterizzati da pendenze più basse rispetto a quelli in destra. Il corso principale, di tipo *braided stream*, scorre in una valle intermontana quaternaria aggradata da sedimenti alluvionali e recepisce una serie di corsi affluenti il cui innesto con l'asta principale avviene generalmente con angoli di confluenza molto alti. Talvolta, nei pres-

si delle confluenze con le aste di ordine inferiore, si individuano corpi deposizionali riferibili a conoidi alluvionali che in qualche caso hanno leggermente modificato il percorso della fiumara. Alcune di queste conoidi risultano moderatamente reincise. Le aste secondarie hanno scolpito in alcuni casi forme forratiche impostate prevalentemente in conglomerati plio-quaternari.

Lembi isolati di antiche superfici topografiche, preservati sugli spartiacque principali e secondari oltre che lungo i fianchi vallivi (Figg. 2 e 3), sono osservabili a quote comprese tra 1200 m e 600 m s.l.m. ed attribuibili ad almeno quattro ordini di superfici poligeniche (S1, S2, S3 ed S4 in Schiattarella *et al.*, 2003), peraltro variamente dislocate dalla tettonica quaternaria. Le superfici S1, S2 ed S3, ubicate tra i 1200 m e gli 800 m di quota, risultano di tipo erosionale, mentre la superficie S4, posizionata intorno

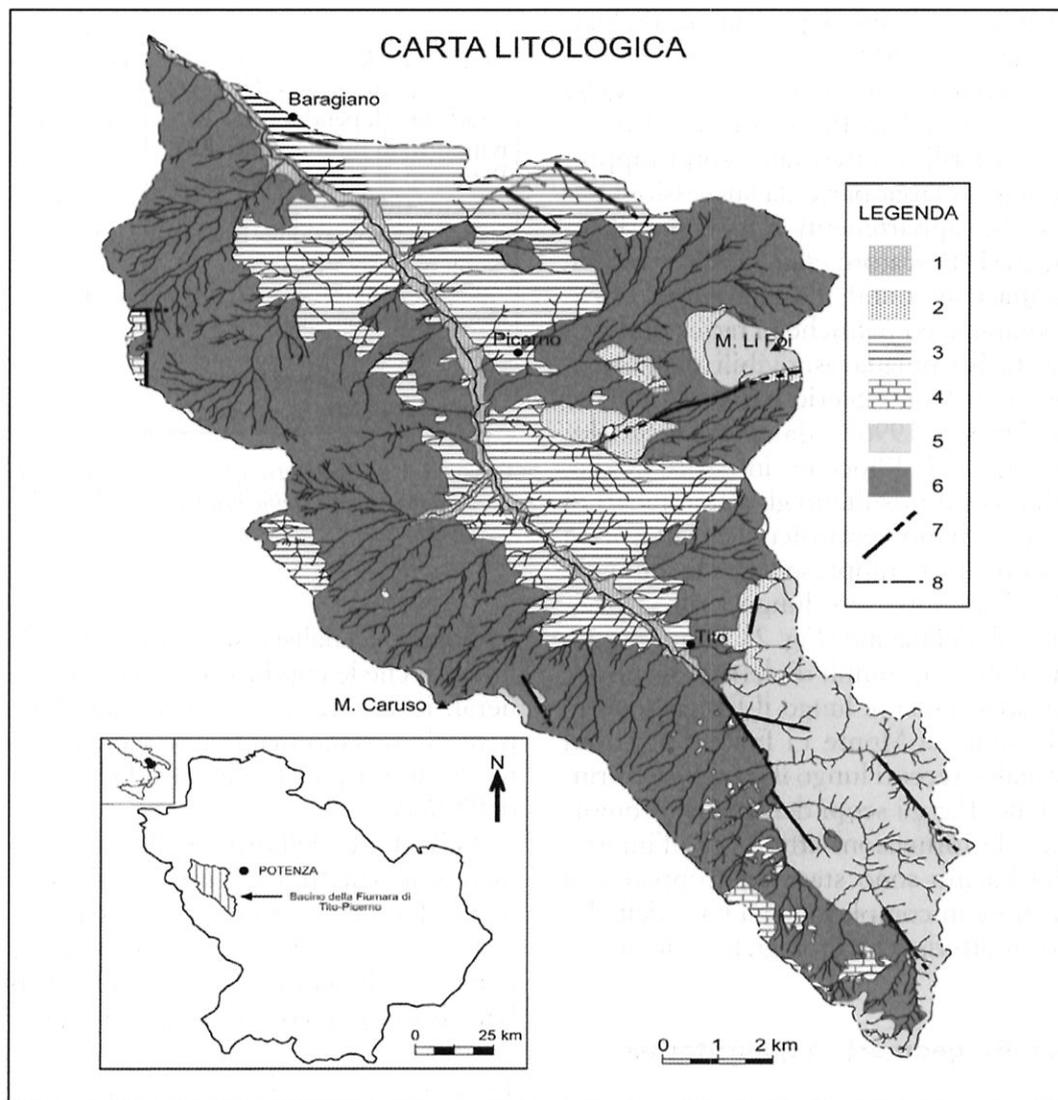


FIGURA 4 – Carta dei complessi litologici del bacino idrografico. Legenda: 1. Complesso alluvionale: deposito eterometrico, non cementato, costituito da ghiaia e sabbia; 2. Complesso detritico: depositi di versante poco cementati, costituiti da elementi a spigoli vivi o scarsamente arrotondati; 3. Complesso sabbioso-conglomeratico: sabbie stratoidi o ben stratificate con lenti di conglomerati a matrice sabbiosa e conglomerati poligenici poco cementati con lenti argillose o sabbiose; 4. Complesso calcareo-dolomitico: Formazione di Cerchiara, «Dolomia principale», membro organogeno della Formazione di Monte Facito; 5. Complesso calcareo-siliceo: Formazione degli Scisti Silicei e Formazione dei Calcari con selce; 6. Complesso terrigeno: Formazione di Monte Sierio, Formazione di Corleto Perticara, «Flysch Rosso», Unità di Valle del Cavolo, Formazione dei Galestri, membro terrigeno della Formazione di Monte Facito; 7. Faglia ad alto angolo e sua probabile prosecuzione; 8. Limite di bacino.

ai 600 m, è di tipo deposizionale (Schiattarella *et al.*, 2003).

I terreni affioranti nel bacino della Fiumara di Tito-Picerno e quelli costituenti i rilievi circostanti sono rappresentati in larga parte da successioni pelagiche appartenenti alle Unità lago-negres (Pescatore *et al.*, 1999, e bibliografia contenuta), da alternanze calcareo-arenaceo-pelitiche in facies di flysch di età Tortoniana, ascrivibili alla Formazione di Monte Sierio (*sensu* Castellano & Sgrosso, 1996) e da sabbie e conglomerati del Pliocene inferiore-medio. Meno estesi risultano gli affioramenti di terreni meso-cenozoici di piattaforma carbonatica, rappresentati da dolomie del Trias superiore lungo i rilievi occidentali del bacino (Fig. 2). Sono presenti, inoltre, accumuli di detrito di versante, specialmente lungo il fianco sud-occidentale di Monte Li Foi, ed alluvioni attuali e recenti lungo il fondovalle principale. Per gli scopi dell'analisi geomorfica, le formazioni affioranti all'interno del bacino sono state raggruppate e/o distinte in complessi sulla base delle loro caratteristiche litologiche (Fig. 4).

Analisi geomorfica quantitativa

L'analisi geomorfica quantitativa eseguita sull'intera rete drenante del bacino idrografico della Fiumara di Tito-Picerno ha permesso di determinare una serie di parametri geomorfici (Tab. 1), in base ai quali sono state individuate le caratteristiche morfometriche del reticolo, definito lo stadio evolutivo del corso principale e valutata l'entità dell'erosio-

Area (A)	151 km ²
Lunghezza delle aste (L)	445.16 km
Densità di drenaggio (D)	2,9 km ⁻¹
Gradiente di pendio (θ)	13.9 %
Rapporto di biforcazione (Rb)	6
Rapporto di biforcazione diretto (Rbd)	5.35
Indice di biforcazione (R)	0.66
Numero di anomalia gerarchica (Ga)	418
Densità di anomalia gerarchica (ga)	2.76
Indice di anomalia gerarchica (Δa)	0,52

TABELLA 1 - Parametri geomorfici relativi all'intero bacino della Fiumara di Tito e Picerno.

ne lineare. L'analisi è stata condotta nell'ipotesi che le condizioni climatiche generali in questa fascia territoriale della penisola si siano mantenute mediamente costanti a partire almeno dalla metà dell'Olocene.

Sulla base dell'ordine di ogni segmento fluviale (u) e del numero dei segmenti di un dato ordine (N_u) è stato determinato il grado di gerarchizzazione della rete drenante (Fig. 5 e Tab. 2). Il bacino idrografico è risultato di quinto

TABELLA 2 - Computo delle aste e dei loro sottobacini.

Numero di sottobacini	Ordine gerarchico	Numero di aste (N_u)
1	V	1
12	IV	12
11	III	52
28	II	210
	I	790

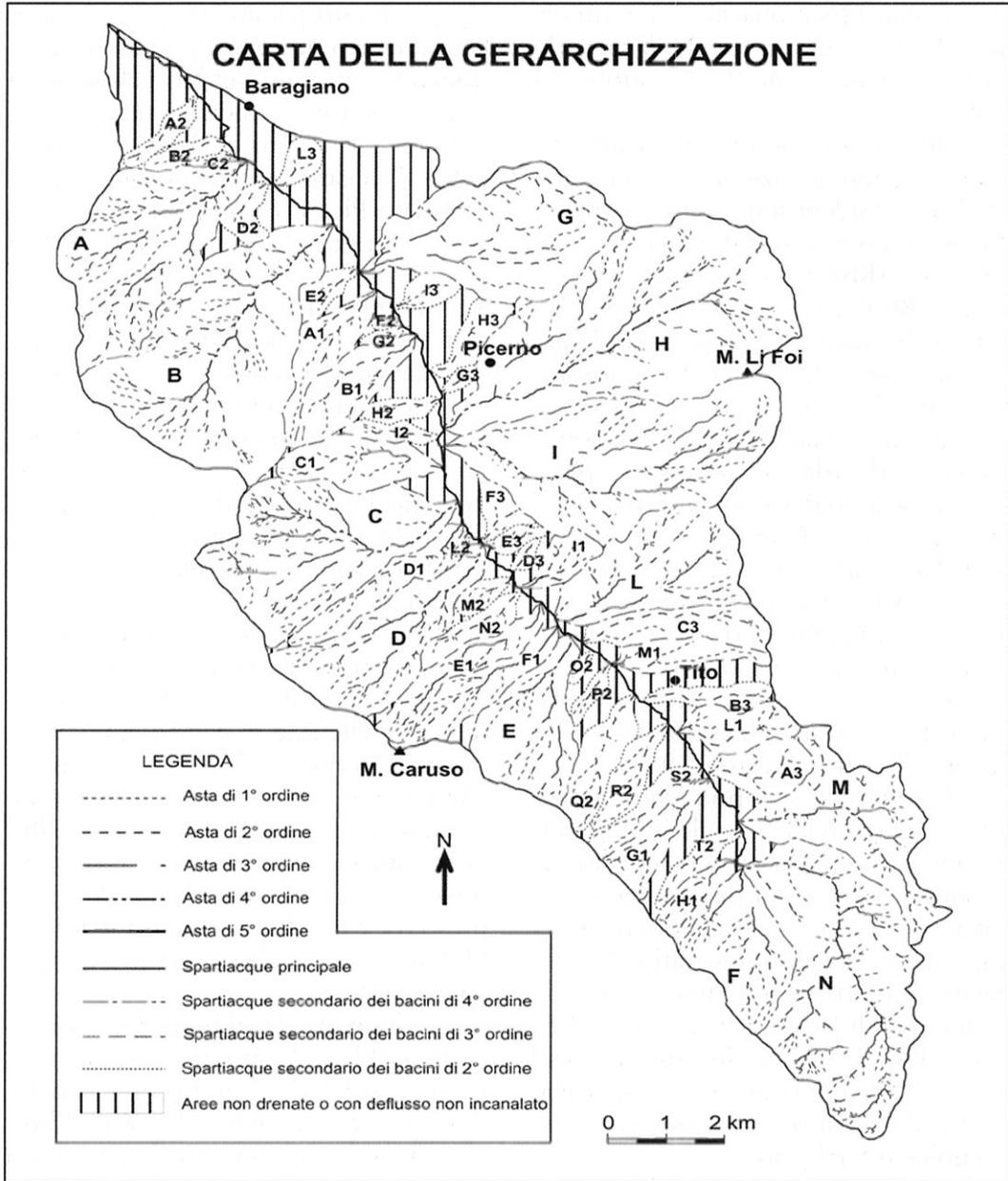


FIGURA 5 – Carta della gerarchizzazione del reticolo idrografico. Le maiuscole con carattere leggermente più grande indicano i sottobacini di IV ordine, quelle più piccole seguite da un numero indicano invece i bacini di III e II ordine e corrispondono alle lettere con pedice numerico riportate nel testo ed in Tabella 3.

ordine, con 12 sottobacini di quarto ordine, 11 di terzo ordine e 28 di secondo ordine, per un totale di 51 sottobacini (Tabb. 2 e 3).

I parametri geomorfici indicativi del grado di gerarchizzazione del bacino qui presi in considerazione sono i seguenti: *densità di drenaggio* (D); *rapporto di biforcazione* (Rb); *rapporto di biforcazione diretto* (Rbd); *indice di biforcazione* (R). Per meglio definire i rapporti tra la gerarchizzazione del bacino e il trasporto solido e torbido (Ciccacci *et al.*, 1980) sono stati anche calcolati, per ogni sottobacino di II ordine e successivi, i parametri di seguito riportati: *numero di anomalie gerarchica* (Ga); *indice di anomalie gerarchica* (?a); *densità di anomalie gerarchica* (ga); *gradiente medio di pendio* (q); *indice di franosità* (j); *deflusso torbido unitario medio annuo* (Tu).

La *densità di drenaggio* (D) è data dal rapporto tra la lunghezza delle aste e l'area del bacino (Horton, 1945). Esprime il grado di sviluppo del reticolo idrografico in relazione alle litologie affioranti e dunque la capacità di trasporto solido. La densità di drenaggio calcolata per l'intero bacino è pari a 2.9 km^{-1} , mentre i valori misurati nei sottobacini di II, III e IV ordine variano da un minimo di 1.6 ad un massimo di 4.75 km^{-1} (Tab. 3). Valori intorno a questi due estremi appaiono tipici rispettivamente del Complesso sabbioso e del Complesso terrigeno.

Il *rapporto di biforcazione* (Rb) è definito come il rapporto tra il numero dei segmenti fluviali di un dato ordine ed il numero dei segmenti fluviali dell'ordine immediatamente successivo ($Rb = N_u /$

N_{u+1}). Questo parametro, per aree litologicamente omogenee, può essere considerato come una grandezza abbastanza stabile, con valori generalmente compresi tra 3 e 5 (Avena & Lupia Palmieri, 1969). Nel caso del bacino della Fiumara di Tito-Picerno il rapporto di biforcazione ha tuttavia un valore medio di 6 (da 2 a 7 per i vari sottobacini, cfr. Tab. 3). Mentre i valori bassi sono tipici di alcuni sottobacini dove il grado di gerarchizzazione del reticolo raggiunge condizioni ottimali, soprattutto per quelli che presentano un'estensione areale modesta, i valori alti indicano una geometria del reticolo alquanto disorganizzata, peculiare di quei sottobacini impostati su terreni caratterizzati da marcate eterogeneità litologiche.

Il *rapporto di biforcazione diretto* (Rbd) esprime la relazione tra il numero di segmenti di un dato ordine che si innestano nelle aste di ordine immediatamente superiore e il numero di queste (Avena *et al.*, 1967). Nel caso di studio, a causa delle variazioni litologiche, Rbd non si mantiene costante per tutti i sottobacini, ma varia in un intervallo compreso tra 2 e 7. La media aritmetica per l'intero bacino di Tito-Picerno è dunque pari a 5.35 (Tab. 1).

La differenza tra il rapporto di biforcazione (Rb) e il rapporto di biforcazione diretto (Rbd) consente di calcolare l'*indice di biforcazione* ($R = Rb - Rbd$), che dipende dal numero di aste di un certo ordine gerarchico che non confluiscono in quelle dell'ordine successivo. Per valori alti di R, i reticoli mostrano in genere un forte condizionamento strutturale (cfr. p.es. Lupia Palmieri *et*

<i>Sottobacini</i>	Rb°	Rbd°	R°	Ga	Da	ga	A (km^2)	D (km^{-1})	θ (%)	φ (%)	Tu (t/km^2)
A (V. ^{ne} di Caveta)	3.68	3.2	0.4	30	0.65	4	7.5	4.75	17.38	6.1	660.6
B (V. ^{ne} del Porcino)	4	3.35	0.65	36	0.56	3.13	11.5	3.2	17.4	18.6	316.2
C (Torrente Prolla)	4.6	4.2	0.4	42	0.5	5.25	8	4	15.9	24.2	512.86
D (Torrente Fiumaita)	3.1	2.8	0.3	18	0.6	4	4.5	3.9	15.6	15.5	478.03
E (V. ^{ne} Radolena)	2.7	2.5	0.2	12	0.6	3.24	3.7	3.54	16.2	22.8	386.95
F (F. ^{so} Piano Marino)	2.8	2.5	0.3	10	0.5	2.8	3.5	3.99	24.2	3.3	467.7
G (V. ^{ne} Nocella)	3.04	2.76	0.27	16	0.64	2.13	7.5	2.56	15.5	4.25	233.3
H (Torrente Ontrato)	3.7	3.18	0.51	28	0.54	2	14.25	3	24.82	17.18	271.8
I (F. ^{so} Acqua la Forra)	4.1	3.2	0.9	30	0.45	2.85	10.5	3.44	19.6	10.2	380.8
L (Can. ^{le} Bruciato)	3.3	2.83	0.5	12	0.4	2.4	5	3.59	15.25	2.4	380.18
M (F. ^{so} Mangosa)	3.5	2.2	1.3	20	0.45	3.13	5.75	2.86	22.37	0	266.48
N (T. ^{te} Noce)	4.8	4.06	0.7	54	0.48	4.69	11.5	3.64	28.1	0	434.4
A ₁ (V. ^{ne} di Caiella)	3.25	3.25	0	4	0.4	2	2	3.11	16.7	9	281.8
B ₁ (V. ^{ne} Molare)	3.25	3.25	0	4	0.4	2	2	2.56	21.9	5.4	199.5
C ₁ (V. ^{ne} Prolla)	5.25	3.5	0.25	6	0.5	3	2	2.9	21.8	10.25	263
D ₁ (V. ^{ne} Castellara)	3.25	3.25	0	4	0.36	2	2	2.9	21.3	10.15	251.1
E ₁ (F. ^{so} Maccarone)	4.8	3.7	0.3	10	0.6	5	2	3.8	12.8	0	457.5
F ₁ (loc. Mambreda)	3.5	3.15	0.35	6	0.5	3	2	3.8	13.4	2.18	440.2
G ₁ (F. ^{so} Bottalupo)	2.8	2.8	0	6	0.75	3.42	1.75	2.92	17.7	10.07	269.15
H ₁ (F. ^{so} del Grutto)	3	3	0	4	0.5	2.6	1.5	2.88	15.1	8.3	245.4
I ₁	2.8	2.8	0	5	0.75	6	1.2	2.75	13.28	10	253.78
L ₁ (F. ^{so} dei Martiri)	3.5	3.5	0	4	0.4	2.6	1.5	2.88	32.2	0	257
M ₁ (loc. P.no Marella)	2	2	0	4	1	2.5	1.6	2.4	13.8	0	183.89
A ₂	3	3	0	2	0.6	3.57	0.56	3.75	17.1	0	430
B ₂	2	2	0	2	1	4	0.5	3	15.42	0	281.8
C ₂	2	2	0	2	1	8	0.25	3.2	16.8	0	380.18
D ₂ (F. ^{so} dei Laghetti)	2	2	0	2	1	3.57	0.56	2.8	12.33	0	253.2
E ₂	2	2	0	2	1	2.6	0.75	1.9	12.9	0	114.8
F ₂	2	2	0	2	1	8	0.25	2	16.4	0	162.18
G ₂	5	5	0	2	0.4	8	0.25	3.5	17	0	462.3
H ₂	3	3	0	2	0.6	4	0.5	2.9	17.7	20	275.4
I ₂	3	3	0	2	0.6	3.3	0.6	2.8	15.6	27.8	247.23
L ₂	2	2	0	2	1	8	0.25	2	17.42	0	166.2
M ₂	3	3	0	2	0.6	4	0.5	3.05	10	0	295.12
N ₂ (loc. Sorg. Pisciole)	7	7	0	2	0.28	2	1	2.9	12.1	8.25	251.18
O ₂	2	2	0	2	1	8	0.25	2.7	11.4	0	283
P ₂	2	2	0	2	1	6.6	0.3	2.25	10.5	0	193.6
Q ₂ (V. ^{ne} S. Leonardo)	6	6	0	2	0.33	1.5	1.5	3.38	12.1	8.78	328.75
R ₂ (F. ^{so} Abbazia)	5	5	0	2	0.4	1.26	1.25	3.98	13.18	5.7	458.18
S ₂ (F. ^{so} Serra Macine)	5	5	0	2	1	1.6	1.25	2.48	11.6	0	186.2
T ₂ (F. ^{so} di Nardorusso)	4	4	0	2	0.5	2	1	2.375	17.5	0	173.7
A ₃ (V. ^{ne} di Merno)	5	5	0	2	0.4	1.3	1.5	2.26	26.5	0	154.88
B ₃ (F. ^{so} della Presa)	3	3	0	2	0.6	2	1	2.5	35.3	0	186.2
C ₃	7	7	0	2	0.28	1.14	1.75	3.12	16	0	282.2
D ₃	2	2	0	2	1	0.6	0.3	2	21.5	0	155.12
E ₃	5	5	0	2	0.4	4	0.5	2.5	24	0	200
F ₃ (F. ^{so} Varco)	5	5	0	2	0.5	2.6	0.75	1.9	21.2	0	114.8
G ₃	2	2	0	2	1	6.6	0.3	2.8	44	0	286.47
H ₃ (F. ^{te} Pizzicarino)	4	4	0	2	0.5	2	1	1.6	23.16	0	86.2
I ₃ (F. ^{so} di Riso)	2	2	0	1.3	1	4	0.75	2	19.77	0	69.18
L ₃ (F. ^{so} Pocamata)	3	3	0	2	0.6	2.6	0.75	2.23	17.25	0	162.18

TABELLA 3 - Parametri geomorfici dei sottobacini: rapporto di biforcazione (Rb° , valore medio); rapporto di biforcazione diretto (Rbd° , valore medio); indice di biforcazione (R° , valore medio); numero (Ga), indice (Δa) e densità di anomalia gerarchica (ga); area del bacino (A); densità di drenaggio (D); gradiente di pendio (θ); indice di franosità (φ); trasporto torbido unitario (Tu).

al., 1995; Firpo & Spagnolo, 2001; Beneduce *et al.*, 2004). I valori dell'indice di biforcazione R nel bacino in esame variano da un minimo di 0 ad un massimo di 1.3 (Tab. 3). Il valore medio dell'indice di biforcazione per l'intero bacino di Tito-Picerno è pari a 0.66 (Tab. 1) e testimonia di un'organizzazione gerarchica complessivamente disordinata e scarsamente controllata dalla struttura tettonica.

Sono stati inoltre calcolati, sempre per i sottobacini di II ordine e successivi, il *numero di anomalia gerarchica* (G_a), l'*indice di anomalia gerarchica* ($\alpha = G_a / N_1$) e la *densità di anomalia gerarchica* ($g_a = G_a / A$). Questi parametri permettono di esprimere, oltre che il grado di gerarchizzazione raggiunto da ogni sottobacino, anche le relazioni con il trasporto solido (Ciccacci, *et al.*, 1980).

Il *numero di anomalia gerarchica* G_a esprime il numero minimo di aste di primo ordine necessari a far divenire il reticolo perfettamente gerarchizzato, che per l'intero bacino è pari a 418 (Tab. 1) mentre per i vari sottobacini si registra un valore minimo pari a 2 e un valore massimo di 54 (Tab. 3).

L'*indice di anomalia gerarchica* ($\alpha = G_a / N_1$) e la *densità di anomalia gerarchica* ($g_a = G_a / A$) esprimono rispettivamente il rapporto tra il numero di anomalia gerarchica e l'effettivo numero di segmenti di primo ordine del reticolo, e il rapporto tra il numero di anomalia gerarchica e l'area di competenza del bacino. I valori più bassi dell'indice di anomalia gerarchica ($\alpha = 0.28$) si riscontrano nei sottobacini di

secondo ordine aventi ridotte dimensioni areali, quelli più alti sono relativi agli ordini successivi (valore max di $\alpha = 1$). Negli stessi sottobacini di secondo ordine si registrano i valori più bassi della densità di anomalia gerarchica ($g_a = 1.14$) mentre il valore massimo della densità di anomalia gerarchica ($g_a = 8$) si rileva nei sottobacini G_2 , F_2 , L_2 , O_2 (Tab. 3). I valori più elevati registrati in tutti i sottobacini sono indicativi di aste di drenaggio gerarchicamente anomale che non confluiscono in segmenti di ordine immediatamente superiore. Queste anomalie sono predominanti per le aste di ordine più basso a cui si deve in gran parte la disorganizzazione del reticolo. Considerando che in tutta l'area esaminata esistono in media circa 0.5 influenze anomale per ogni segmento fluviale del primo ordine ($\alpha = 0.52$) e circa 2.76 per ogni km^2 ($g_a = 2.76$), si può dedurre che il reticolo idrografico del bacino della Fiumara Tito-Picerno è nel complesso poco gerarchizzato.

Il *gradiente medio di pendio* (q) dei segmenti fluviali viene definito come rapporto tra il dislivello dei punti estremi del bacino e la lunghezza di ogni segmento fluviale (Horton, 1945); esso rende conto della velocità delle acque e dunque della competenza e la capacità di trasporto dei corsi. Il valore medio del gradiente di pendio è stato assunto in luogo dell'attività media dei bacini esaminati. Il bacino di Tito-Picerno ha un gradiente medio di pendio pari a 13,9 % (Tab. 1). I valori del gradiente medio di pendio dei sottobacini oscillano tra un massimo di 44% per il sottobacino G_3 , ad un minimo del 10%

per il sottobacino M_2 (Tab. 3). I valori più elevati si riscontrano nella parte alta del bacino, segnatamente nella zona di affioramento del Complesso calcareo-siliceo, mentre i valori più bassi si registrano nella parte media della valle, in corrispondenza della zona di affioramento del Complesso terrigeno.

È stato infine calcolato l'*indice di franosità* (j), inteso come rapporto percentuale tra l'area in frana e l'area totale di ciascun sottobacino (Tab. 3). I valori più bassi o nulli dell'indice si registrano per i sottobacini impostati sui terreni del Complesso calcareo-siliceo. Su quelli del Complesso terrigeno si misurano, invece, i valori più alti. Nell'insieme, le aree in frana caratterizzano regolarmente la sinistra orografica del bacino.

Sulla base di alcuni parametri geomorfici significativi (cfr. Ciccacci *et al.*, 1980), quali la densità di drenaggio (D) e la densità di anomalia gerarchica (ga), è stato calcolato il *deflusso torbido unitario medio annuo* (Tu), che esprime la quantità di materiale trasportato in sospensione per unità di superficie (t/km^2) del bacino, che per climi umidi può arrivare al 90% circa del carico solido di un corso d'acqua (Strahler, 1957). Il trasporto torbido unitario medio annuo per l'intero bacino della Fiumara di Tito-Picerno è pari ad un valore compreso tra $268.6 t/km^2$ (Tu calcolato sull'intera area) e $302.5 t/km^2$ (media della sommatoria dei Tu computati per ogni sottobacino), intervallo che tuttavia risulta essere molto più ampio per i singoli sottobacini, soprattutto in funzione del diverso grado di erodibilità dei terreni (Tab. 3).

Tassi di erosione e di sollevamento

Il valore del trasporto torbido (Tu) calcolato sulla base dell'analisi geomorfica quantitativa esprime in maniera indiretta l'entità dei processi di erosione lineare in atto nel bacino di drenaggio o che hanno caratterizzato l'area nel recente passato geologico, ammettendo in tal caso una certa omogeneità nel comportamento del sistema morfoclimatico nel medio e lungo termine. In aggiunta, all'interno di ogni sottobacino è stato calcolato un tasso di erosione medio maggiormente espandibile nel tempo, sulla scorta del computo dei volumi mancanti rispetto a differenti livelli di base dell'erosione. Il metodo adottato è di tipo grafico e consiste nel ricostruire, in base alle caratteristiche morfologiche dei versanti ed alla presenza delle diverse generazioni di superfici di erosione, le volumetrie erose in un dato intervallo temporale definito dalle età delle stesse superfici. Ogni sottobacino è stato suddiviso in parallelepipedi a base quadrata, di lato pari a un centimetro alla scala di 1:25.000, la cui altezza è data dalla differenza tra la quota della superficie erosionale di riferimento e quella media del punto topografico considerato. È stato così calcolato il volume di ogni elemento prismatico e della loro somma per ciascun sottobacino (Tab. 4). Il volume totale asportato dall'intero bacino si aggira intorno a $54,36 km^3$. I valori medi del tasso di erosione ottenuti sia per un intervallo di tempo pari a 1.8 Ma che per un intervallo di 1.2 Ma, si aggirano intorno a $0.2 mm/a$ (Tab. 5), mostrando in tal modo una certa coerenza nel tempo. Le relazioni tra le volumetrie mancanti calcolate

<i>Sottobacini</i>	<i>Volume eroso (km³)</i>	<i>Sottobacini</i>	<i>Volume eroso (km³)</i>
A (V.ne di Caveta)	3,1	D2 (F.so dei Laghetti)	0,068
B (V.ne del Porcino)	4,5	E2	0,04
C (Torrente Prolla)	1,86	F2	0,005
D (Torrente Fiumaita)	1,16	G2	0,01
E (V.ne Radolena)	0,78	H2	0,06
F (F.so di Piano Marino)	1,33	I2	0,05
G (V.ne Nocella)	2,5	L2	0,002
H (Torrente Ontrato)	5,9	M2	0,013
I (F.so Acqua la Forra)	5,9	N2 (loc. Sorg. Pisciole)	0,11
L (Canale Bruciato)	0,8	O2	0,0045
M (F.so della Mangosa)	0,95	P2	0,01
N (Torrente Noce)	4,08	Q2 (V.ne S. Leonardo)	0,22
A1 (V.ne di Caiella)	0,48	R2 (F.so Abbazia)	0,13
B1 (V.ne Molare)	0,44	S2 (F.so Serra Macine)	0,1
C1 (V.ne Prolla)	0,38	T2 (F.so Nardorusso)	0,08
D1 (V.ne Castellara)	0,38	A3 (V.ne di Merno)	0,2
E1 (F.so Maccarone)	0,41	B3 (F.so della Presa)	0,22
F1 (loc. Mambreda)	0,36	C3	0,46
G1 (F.so Bottalupo)	0,13	D3	0,016
H1 (F.so del Grutto)	0,15	E3	0,015
I1	0,08	F3 (F.so Varco)	0,027
L1 (F.so dei Martiri)	0,3	G3	0,026
M1 (loc. Piano Marella)	0,33	H3 (loc. F.te Pizzicarino)	0,11
A2	0,06	I3 (F.so di Riso)	0,026
B2	0,04	L3 (F.so Pocamata)	0,067
C2	0,013		

Tabella 4 - Volumi erosi nei diversi sottobacini.

con il metodo illustrato ed i valori del trasporto torbido unitario di alcuni sottobacini del IV ordine appaiono di tipo lineare e possono pertanto adeguatamente essere descritte – seppure in via preliminare e sperimentale – dalla seguente equazione:

$$T_u = KV + n$$

dove **K** rappresenta il coefficiente angolare della retta ed **n** la sua intercetta

sull'asse delle ordinate (Fig. 6). La pendenza della retta - cioè il valore di **K** - potrebbe in qualche modo dipendere dal grado di erodibilità dei terreni affioranti (a parità di area sottesa), poiché i bacini del IV ordine che mostrano una relazione lineare con i volumi erosi sono impostati in litologie simili (successioni del Complesso terrigeno). L'intercetta **n** rappresenta invece il valore della *soglia di funzionamento morfogenetico*, al di sotto della quale il trasporto torbido non rap-

Sottobacini	Tasso di erosione medio annuo stimato in 1,2 Ma
A (V.ne di Caveta)	0,34 mm/anno
B (V.ne del Porcino)	0,32 mm/anno
C (Torrente prolla)	0,2 mm/anno
D (Torrente Fiumaita)	0,21 mm/anno
E (V.ne Radolena)	0,17 mm/anno
G (V.ne Nocella)	0,27 mm/anno
L (Canale Bruciato)	0,13 mm/anno
M (F.so della Mangosa)	0,13 mm/anno
Sottobacini	Tasso di erosione medio annuo stimato in 1,8 Ma
F (F.so di Piano Marino)	0,21 mm/anno
H (Torrente Ontrato)	0,23 mm/anno
I (F.so Acqua la Forra)	0,3 mm/anno
N (Torrente Noce)	0,19 mm/anno

TABELLA 5 – Tassi di erosione medi annui dei sottobacini di IV ordine.

presenta un'aliquota significativa dell'erosione.

I tassi di sollevamento regionale e locale (cfr. England & Molnar, 1990, e Boenzi *et al.*, 2004) sono stati calcolati sulla base dell'analisi morfostrutturale e morfostratigrafica, secondo gli stilemi e la procedura illustrati da Schiattarella *et al.* (2003), utilizzando come *marker* le superfici erosionali e deposizionali (Tab. 6) individuate in planimetria sull'intera area del bacino e lungo il profilo riportato in Fig. 2. I valori del tasso di sollevamento regionale per intervalli temporali compresi tra 1.8 e 0.125 Ma variano tra 0.6 e 0.8 mm/a e mostrano un incremento lineare (Fig. 7), analogamente a quanto osservato nelle aree contigue

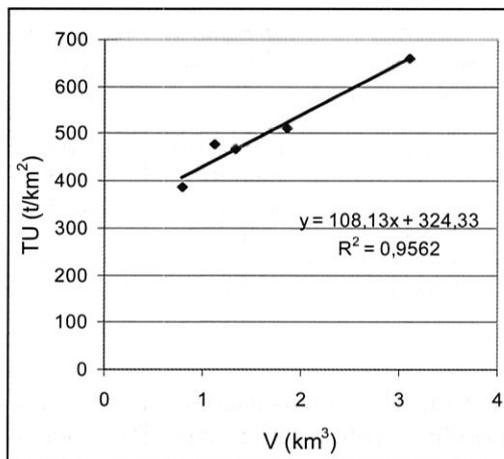
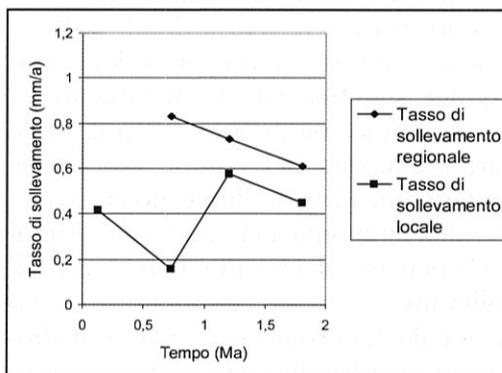


FIGURA 6 – Diagramma mostrante la relazione tra il trasporto torbido unitario (Tu) e i volumi erosi (V) dei sottobacini di IV ordine A, C, D, E, F (cfr. Fig. 5).

(Schiattarella *et al.*, 2003; Boenzi *et al.*, 2004), mentre le velocità dell'*uplift* locale risultano alquanto fluttuanti, evidentemente in virtù della storia deformativa delle faglie ad alto angolo alla scala del

FIGURA 7 – Variazione dei tassi di sollevamento locale e regionale durante gli ultimi 2 Ma, calcolati per il bacino della Fiumara di Tito e Picerno sulla base del profilo morfostratigrafico riportato in Fig. 2.



<i>Superfici erosionali e deposizionali</i>	<i>Intervallo di elevazione (m)</i>	<i>Elevazione media (m)</i>	<i>Età (Ma)</i>	<i>Tasso di sollevamento locale (mm/a)</i>	<i>Tasso di sollevamento regionale (mm/a)</i>
S1	1150-1050	1100	1,8	0,45	0,61
S2	900-875	887,5	1,2	0,58	0,73
S3	625-600	612,5	0,73	0,16	0,83
S4	520-530	525	0,125	0,42	

TABELLA 6 – *Elevazione, età e tassi di sollevamento delle superfici sommitali e incastrate.*

bacino, che attribuiscono la massima mobilità tettonica all'area nel Pleistocene inferiore – e segnatamente durante il tardo Emiliano – con un picco che sfiora il valore di 0.6 mm/a (Fig. 7).

Il confronto tra i tassi di erosione e sollevamento suggerisce che, almeno nel lungo periodo, la velocità di smantellamento erosivo da parte dei corsi d'acqua non ha compensato quella di sollevamento, attestandosi i primi ad un terzo del valore dei secondi nell'arco dell'intero Quaternario. La zona assiale dell'Appennino lucano si configura dunque come un sistema in forte disequilibrio, destinato ad accomodare lo scarto tra i valori dei tassi di sollevamento ed erosione con un corredo di fenomenologie di sottrazione di volumi dai versanti che, soprattutto nei terreni a dominante argillosa, non possono non prevedere un'aliquota significativa di movimenti di massa. Stime conservative – basate sulla cartografia dei cumuli con chiari *pattern* morfologici – indicano che l'area in frana ammonta a circa 15 km², pari al 10% dell'area del bacino. In ogni caso, il sollevamento locale, sommato a quello regionale, ha promosso in tempi medio- e suprapleistocenici la ripresa dell'ero-

sione lineare, generando peraltro le diverse forme forratiche presenti nel bacino (per es. nei dintorni dell'abitato di Picerno), tipicamente associate a simili fenomenologie (cfr. p.es. Merritts & Vincent. 1989; Burbank *et al.*, 1996; Beneduce *et al.*, 2004; Boenzi *et al.*, 2004).

Conclusioni

La comparazione dei tassi dei processi erosivi con quelli relativi alla mobilità tettonica della zona assiale della catena permette di formulare due ipotesi di comportamento geomorfico della zona assiale della catena sud-appenninica, in risposta a diversi stati geodinamici. La stima delle velocità di erosione legata al deflusso superficiale è stata condotta tramite l'analisi geomorfica quantitativa di un bacino-campione, la valle della Fiumara di Tito e Picerno, e corroborata da calcoli delle volumetrie erose a partire da diversi livelli di base nel corso del Quaternario, riconosciuti sulla base della redazione di cartografia politematica. Il tasso di erosione medio annuo per l'intera area è risultato di circa 0.2 mm/anno, al pari di quanto ottenuto con pro-

cedure GIS da Amato *et al.* (2003) per un'ampia zona posta immediatamente a sud-est dell'area di studio.

Sulla base delle correlazioni tra superfici erosionali e deposizionali all'interno del bacino e tra queste ed elementi del paesaggio a scala regionale, è stato calcolato un tasso di sollevamento medio pari a 0.7 mm/anno per gli ultimi 2 Ma (Fig. 7), in buon accordo con quanto noto per le aree contigue e relativamente alla stessa forchetta temporale (Amato, 2000; Schiattarella *et al.*, 2003). La comparazione con la velocità di erosione suggerisce in prima analisi che il tasso di smantellamento erosivo da parte dei corsi d'acqua non ha compensato il tasso di sollevamento della zona assiale dell'Appennino lucano, che risulterebbe pertanto essere un sistema in forte disequilibrio all'interno del quale altri processi erosivi (franosità e movimenti lenti di versante) vengono necessariamente attivati. I tassi di *uplift* in aree vicine e relativi ad intervalli temporali più ristretti e recenti, cioè riferibili al Pleistocene superiore - Olocene, rivelano tuttavia tassi intorno a 0.2-0.3 mm/anno (Schiattarella *et al.*, 2003) - e dunque comparabili con quelli di erosione calcolati in questo lavoro. Questo testimonierebbe uno stato di equilibrio stazionario della catena (cfr. Willett & Brandon, 2002), dove la franosità viene concentrata in determinati periodi del recente passato geologico per motivi essenzialmente climatici ed è attivata in tempi storici anche per induzione sismica.

Bibliografia

- AMATO A. (2000), *Estimating Pleistocene Tectonic Uplift Rates in the Southeastern Apennines (Italy) from Erosional Land Surfaces and Marine Terraces*, in: Slaymaker, O (ed.), «Geomorphology, Human Activity and Global Environmental Change». Wiley, 67-87.
- AMATO A., AUCELLI P.P.C. & CINQUE A. (2003), *The long-term denudation rate in the Southern Apennines Chain (Italy): a GIS-aided estimation of the rock volumes eroded since middle Pleistocene time*, Quaternary International, 101-102, 3-11.
- AMATO A. & CINQUE A. (1999), *Erosional land-surfaces of the Campano-Lucano Apennines (S. Italy): genesis, evolution, and tectonic implication*, Tectonophysics, 315, 251-267.
- AMATO A., CINQUE A., SANTANGELO N. (1995), *Il controllo della struttura e della tettonica plio-quadernaria sull'evoluzione del reticolo idrografico dell'Appennino meridionale*, Studi Geologici Camerti, vol. spec. 1995/2, 23-30.
- ASCIONE A. & ROMANO P. (1999), *Vertical movements on the eastern margin of the Tyrrhenian extensional basin. New data from Mt. Bulgheria (Southern Apennines, Italy)*, Tectonophysics, 315, 337-356.
- AVENA G.C., GIULIANO G. & LUPIA PALMIERI E. (1967), *Sulla valutazione quantitativa della gerarchizzazione ed evoluzione dei reticoli fluviali*, Boll. Soc. Geol. It., 86, 781-796.
- AVENA G.C. & LUPIA PALMIERI E. (1969), *Analisi geomorfica quantitativa in «Idrogeologia dell'Alto bacino del Liri (Appennino Centrale)»*. Geol. Rom., 8, 319-378.
- BARTOLINI C. (1980), *Su alcune superfici sommitali dell'Appennino Settentrionale (Province di Lucca e Pistoia)*, Geogr. Fis. Din. Quat., 3, 42-60.
- BENEDEUCE P., FESTA V., FRANCIOSO R., M. SCHIATTARELLA M. & TROPEANO M. (2004), *Conflicting Drainage Patterns in the Matera Horst Area, Southern Italy*, Physics and Chemistry of the Earth, 29, 717-724

- BOENZI F., CAPOLONGO D., CECARO G., D'ANDREA E., GIANO S.I., LAZZARI M. & SCHIATTARELLA M. (2004), *Evoluzione geomorfologica polifasica e tassi di sollevamento del bordo sud-occidentale dell'alta Val d'Agri (Appennino meridionale)*, Boll. Soc. Geol. It., 123, in stampa.
- BOSI C. (2002), *L'interpretazione delle superfici relitte nell'Appennino centrale: il caso della zona di Colfiorito (prov. Perugia e Macerata)*, Il Quaternario, 15, 69-82.
- BRANCACCIO L., CINQUE A., ROMANO P., ROSKOPF C., RUSSO F., SANTANGELO N. & SANTO A. (1991), *Geomorphology and neotectonic evolution of a sector of the Tyrrhenian flank of Southern Apennines (Region of Naples, Italy)*, Zeitsch. Geomorph. N.F., Suppl.-Bd. 82, 47-58.
- BURBANK D.W., LELAND J., FIELDING E., ANDERSON R.S., BROZOVIC N., REID M.R. & DUNCAN C. (1996), *Bedrock incision, rock uplift and threshold hillslopes in the north-western Himalaya*, Nature, 379, 505-510.
- CASAS-SAINZ A.M. & CORTÉS-GARCIA A.L. (2002), *Cenozoic landscape development within the Central Iberian Chain, Spain*, Geomorphology, 44, 19-46.
- CASTELLANO M.C. & SGROSSO I. (1996), *Età e significato dei depositi miocenici della Formazione di M. Sierio e possibile evoluzione cinematica dell'Unità Monti della Maddalena nell'Appennino campano-lucano*, Mem. Soc. Geol. It., 51, 239-249.
- 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.
- CINQUE A. (1992), *Distribuzione spazio-temporale dei movimenti tettonici verticali nell'Appennino Campano-Lucano: alcune riflessioni*, Studi Geologici Camerti, vol. spec. 1992/1, 33-38.
- COLTORTI M. & PIERUCCINI P. (2000), *A late Lower Pliocene planation surface across the Italian Peninsula: a key tool in neotectonic studies*, Journal of Geodynamics, 29, 323-328.
- ENGLAND P. & MOLNAR P. (1990), *Surface uplift, uplift of rocks, and exhumation of rocks*, Geology, 18, 1173-1177.
- FIRPO M. & SPAGNOLO M. (2001), *Morphometric analysis of Sansobbia River Basin (Liguria, Italia) and tectonic implications*, Geogr. Fis. Dinam. Quat., 24, 57-63.
- HORTON R. E. (1945), *Erosional development of streams and their drainage basins: idrophysical approach to quantitative morphology*, Geol. Soc. Am. Bull., 56, 275-370.
- KENNAN L., LAMB S.H. & HOKE L. (1997), *High-altitude palaeosurfaces in the Bolivian Andes: evidence for late Cenozoic surface uplift*, In: Widdowson M. (ed.), "Palaeosurfaces: Recognition, Reconstruction and Palaeoenvironmental Interpretation. Geological Society, London, spec. publ., 120, 307-323.
- LUPA PALMIERI E., CICCACI S., CIVITELLI G., CORDA L., D'ALESSANDRO L., DEL MONTE M., FREDI P. & PUGLIESE F. (1995), *Geomorfologia quantitativa e morfodinamica del territorio abruzzese: I - Il bacino idrografico del Fiume Sinello*, Geogr. Fis. Dinam. Quat., 18, 31-46.
- MERRITS D.J. & VINCENT K.R. (1989), *Geomorphic response of coastal streams to low, intermediate, and high rates of uplift, Mendocino triple junction region, northern California*, Journal of Geophysical Research, 99, 14031-14050.
- ORTOLANI F., PAGLIUCA S., PEPE E., SCHIATTARELLA M. & TOCCACELI R.M. (1992), *Active tectonics in the Southern Apennines: Relationships between cover geometries and basement structure. A hypothesis for a geodynamic model*, IGCP N° 276, Newsletter, 5, 413-419.
- PESCATORE T., RENDA P., SCHIATTARELLA M. & TRAMUTOLI M. (1999), *Stratigraphic and structural relationships between Meso-Cenozoic Lagonegro basin and coeval carbonate platforms in southern Apennines, Italy*, Tectonophysics, 315, 269-286.
- RUSSO F. & SCHIATTARELLA M. (1992), *Osservazioni preliminari sull'evoluzione morfostrutturale del bacino di Castrovillari (Calabria settentrionale)*, Studi Geol.

- Camerti, vol. spec. 1992/1, 271-278.
- SCHIATTARELLA M. (1998), *Quaternary tectonics of the Pollino Ridge, Calabria-Lucania boundary, southern Italy*, In: Holdsworth, R.E., Strachan, R.A. and Dewey, J.F. (eds), «Continental Transpressional and Trans-tensional Tectonics». Geological Society, London, Spec. Publ., 135, 341-354.
- SCHIATTARELLA M., DI LEO P., BENEDEUCE P. & GIANO S.I. (2003), *Quaternary uplift vs tectonic loading: a case-study from the Lucanian Apennine, southern Italy*, Quaternary International, 101-102, 239-251.
- STRAHLER A.N. (1957), *Quantitative analysis of watershed geomorphology*, Trans. Am. Geoph. Un., 38, 913-920.
- WATCHMAN A.L. & TWIDALE C.R. (2002), *Relative and 'absolute' dating of land surfaces*, Earth-Science Reviews, 58, 1-49.
- WESTAWAY R. (1993), *Quaternary Uplift of Southern Italy*, Journal of Geophysical Research, 98, 21741-21772.
- WIDDOWSON M. (1997), *The geomorphological and geological importance of palaeosurfaces*, In: Widdowson M. (ed.), "Palaeosurfaces: Recognition, Reconstruction and Palaeoenvironmental Interpretation. Geological Society, London, spec. publ., 120, 1-12.
- WILLETT S.D. & BRANDON M.T. (2002). *On steady states in mountain belts*. Geology, 30, 175-178.