

## ANALISI MORFOMETRICA IN AMBIENTE GIS DI UNA PORZIONE DEL BACINO IDROGRAFICO DEL F. VOLTURNO

N. GRASSI (\*), M. VIGLIOTTI (\*) & M. SIRNA (\*).

(\*) *Dipartimento di Scienze Ambientali, Seconda Università degli Studi di Napoli, via A. Vivaldi 43, 81100 Caserta, tel 0823274656, fax 0823274605, e-mail: marco.vigliotti@unina2.it*

### Riassunto

La legge 183/1989 “Norme per il riassetto organizzativo e funzionale della difesa del suolo” prevede che le Autorità di Bacino redigano gli strumenti necessari per la pianificazione, la programmazione delle azioni e le norme d’uso, finalizzate alla conservazione, difesa e valorizzazione del suolo e alla corretta utilizzazione delle acque, sulla base delle caratteristiche fisiche e ambientali dei territori di propria competenza. Questa legge stabilisce che la pianificazione territoriale va espletata considerando un ambito morfologico coerente, qual è il bacino idrografico, cercando di superare i frazionamenti derivanti dai limiti amministrativi.

Lo strumento attraverso cui l’Autorità di Bacino assolve il complesso compito di “difesa del suolo” è il Piano di Bacino, che risulta articolato in una serie di Piani Stralcio e/o singole azioni atti a coprire i diversi aspetti di questa problematica. I Piani Stralcio e le singole azioni si sviluppano sia per ambiti territoriali sia per ambiti tematici.

Lo studio è stato condotto su una porzione del bacino idrografico del F. Volturno, sottesa al tratto di fiume compreso tra la confluenza del T. Biferchia e la traversa della centrale idroelettrica dell’ENEL situata nei pressi della stretta di Triflisco (provincia di Caserta). Per la caratterizzazione del territorio in esame è stata realizzata un’analisi geomorfica quantitativa (Horton, 1945; Strahler, 1957; Lupia Palmieri, 1983) calcolando alcuni parametri basati sulle proprietà lineari e plano-altimetriche dell’intero bacino e dei suoi sottobacini, per i quali è stata valutata anche l’entità dell’erosione attraverso l’indice di erosione espresso in termini di trasporto torbido unitario medio annuo  $Tu$  (Ciccacci *et al.*, 1981, 1988).

### Abstract

The laws currently in force in Italy regarding the knowledge of the territory to safeguard the soil and correctly utilize the water resources establish that the territorial plans and the single actions must be developed considering homogeneous morphological and thematic ambits (like an hydrographic basin) trying to get over the breaking up administrative boundaries.

This work was focused on the hydrographic basin of Volturno River in the tract between the confluence with Biferchia river and Triflisco Pass (Caserta). To characterize the studied territory we carried out a quantitative geomorphic analysis (Horton 1945; Strahler 1957; Lupia Palmieri, 1983) calculating any parameters based on linear and plain-altimetric properties. This parameters are related either to total basin or sub-basin; for these was valued erosion extent by means the erosion index expressed as annual average unitary cloudy transport  $Tu$  (Ciccacci *et al.*, 1981,1988)

### Inquadramento geografico

L’area investigata, che costituisce una porzione del bacino idrografico del F. Volturno, ha un perimetro di ca. 88 km e un’estensione di ca. 226 km<sup>2</sup> ed un asse maggiore orientato in direzione appenninica (NO-SE); si estende tra i paralleli di latitudine 41°03’24” N e 41°15’14” N e i meridiani di longitudine 14°10’38” E e 14°29’56” E. L’altitudine varia tra i 25 m s.l.m. del fondovalle e i 1037 m s.l.m. del Monte Maggiore (Pizzo S. Salvatore).

L'area è limitata ad O, a N e a NE dalla dorsale occidentale, mediana e orientale del gruppo montuoso del Monte Maggiore, a SE dalla dorsale dei monti di Durazzano, a S e a SO dai Monti Tifatini.

In questa regione il corso del F. Volturno, con pattern meandriforme, si estende prevalentemente in direzione E–O, costituendo il limite morfologico tra i gruppi montuosi del M. Maggiore e dei Monti Tifatini.

### **Inquadramento geologico**

Le litologie affioranti nell'area appartengono in gran parte alle successioni di piattaforma carbonatica meso-cenozoiche (calcari e dolomie di età compresa tra il Triassico superiore e il Cretacico superiore) che costituiscono i rilievi montuosi a morfologia più aspra (Monti di Durazzano, Monti Tifatini, gruppo del Monte Maggiore); nelle aree collinari affiorano depositi arenaceo-argillosi alto-miocenici ("Argille varicolori" e Arenarie di Caiazzo *Auct.*) che rappresentano il riempimento dell'avanfossa appenninica durante le fasi orogeniche del Miocene superiore (Scarsella *et al.*, 1971; D'Argenio *et al.*, 1973). Le zone maggiormente depresse (conche e valli intramontane) risultano parzialmente colmate da coltri di depositi piroclastici (petrograficamente da trachitici a trachifonolitici) di età pleistocenica, di notevole estensione e talora di considerevole spessore, mentre nelle aree subpianeggianti, del fondovalle del F. Volturno, sono diffusi depositi alluvionali quaternari (Scarsella *et al.*, 1971).

Tettonicamente l'area è caratterizzata da due trend principali: in sinistra orografica (Monti di Caserta e monti di Durazzano) si riconoscono prevalentemente elementi strutturali compressivi legati agli eventi tettonici alto-miocenici, costituiti da sovrascorrimenti a direzione E–O, lungo i quali i calcari mesozoici si accavallano sui depositi terrigeni di avanfossa del Cenozoico determinando uno stile tettonico a scaglie embricate con vergenza verso N; in destra orografica (gruppo del M. Maggiore) sono più evidenti gli elementi distensivi della tettonica plio-quaternaria, a direzione prevalentemente NO–SE e, subordinatamente, E–O e SO–NE, che condizionano un assetto geologico caratterizzato dalla presenza di blocchi a giacitura monoclinica fagliati e tiltati che danno origine a depressioni tettoniche delle quali la più estesa è il graben di Formicola.

### **Metodologia**

Lo studio è stato effettuato progettando e sviluppando un Sistema Informativo Territoriale (SIT) in ambiente GeoMedia di Intergraph con lo scopo di gestire e mettere in relazione dati eterogenei - vettoriali, alfanumerici e raster - in una logica di data *warehousing*. Il sistema di riferimento adottato è il Gauss-Boaga/Roma40.

Il reticolo idrografico è stato informatizzato a partire dalla Carta Tecnica programmatica Regionale della Regione Campania del 1987, avvalendosi degli strumenti di editing *GIS-based* e di controllo topologico del grafo, validato anche attraverso la lettura delle *blue line* della cartografia ufficiale IGM, alla scala 1:25.000, edita nel 1957.

Di ogni singola asta fluviale è stato individuato l'ordine gerarchico secondo il criterio proposto da Strahler (1957) ed evidenziate le principali variazioni del reticolo idrografico intervenute, soprattutto in corrispondenza del fondovalle, tra il 1907 (dedotte dalla cartografia storica IGM) e il 1987. In quest'area, in particolare nel trentennio 1957-1987, l'enorme sviluppo di aree urbane e industriali ha trasformato gran parte delle linee d'impluvio minori in canali utilizzati per lo smaltimento delle acque reflue civili ed industriali, sovente celati al di sotto della rete stradale.

Inoltre, nelle aree pianeggianti di Piana di Monteverna e Caiazzo l'elevato numero di canali artificiali di bonifica definisce un reticolo idrografico anastomizzato artificialmente. Per ottenere un modello di idrografia naturale valido per queste aree, la direzione primaria di flusso è stata riconosciuta attraverso l'ausilio della cartografia storica.

Dall'elaborazione dei fogli della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000, in ambiente GIS è stata ottenuta la carta geolitologica accorpando le unità lito-cronostratigrafiche affioranti secondo criteri di omogeneità litologica, tralasciando gli aspetti cronostratigrafici; i limiti dei complessi

geolitologici così ottenuti sono stati validati attraverso la fotointerpretazione e mirate indagini di campo.

Per la caratterizzazione morfometrica del reticolo idrografico sono stati analizzati i seguenti parametri geomorfici: rapporto di biforcazione ( $R_b$ ), lunghezza media ( $L_u$ ), rapporto di lunghezza ( $R_L$ ), gradiente di pendio ( $P$ ), densità di drenaggio ( $D$ ), frequenza di drenaggio ( $F$ ), dissimmetria delle valli (Horton, 1945; Strahler, 1957; Castiglioni, 1982), il numero di anomalia gerarchica ( $G_a$ ), l'indice di anomalia gerarchica ( $\Delta a$ ) e la densità di anomalia gerarchica ( $ga$ ) (Avena *et al.*, 1967).

I valori di lunghezza delle singole aste, e quelli di estensione delle aree dei singoli complessi geolitologici individuati, necessari per comprendere le relazioni tra sviluppo della rete di drenaggio e substrato, sono stati ottenuti attraverso l'utilizzo delle funzioni di analisi geometriche, tipiche dei sistemi GIS più evoluti. I dati sono stati esportati e processati in uno *spread sheet* per realizzare analisi di tipo quantitativo.

Per la caratterizzazione morfologica e fisica del territorio è stato realizzato un DEM (*Digital Elevation Model*) con una risoluzione spaziale di 20 metri dal quale è stata direttamente derivata la carta dell'acclività dei versanti basata su 6 classi di pendenza, ciascuna caratterizzata da determinati processi erosivi (van Zuidam & van Zuidam Cancelado, 1978), e il perimetro dei sottobacini in maniera semiautomatica. I limiti dei sottobacini tracciati in maniera automatica sono stati verificati ed eventualmente corretti utilizzando le tecniche tradizionali dalla cartografia di base. Nella definizione dei sottobacini non sono state considerate le aree drenate da una singola asta fluviale di 1° ordine.

Infine è stata valutata l'entità dell'erosione calcolando l'indice di erosione espresso in termini di trasporto torbido unitario medio annuo  $Tu$  ( $t/km^2/anno$ ) utilizzando le formule proposte da Ciccacci *et al.* (1988):

$$\begin{aligned} \log Tu &= 1,05954 + 2,79687 \log D + 0,13985 \Delta a && \text{se } D \geq 6 \\ \log Tu &= 1,44780 + 0,32619 D + 0,10247 \Delta a && \text{se } D < 6 \end{aligned}$$

dove  $\Delta a$  è l'indice di anomalia gerarchica e  $D$  la densità di drenaggio.

### Caratterizzazione quantitativa del reticolo idrografico

Il reticolo idrografico in esame è costituito da 694 aste fluviali, per una lunghezza complessiva di 395,7 km, e sottende un bacino idrografico con ordine gerarchico pari a 6.

Le analisi morfometriche (Tab. 1; Tab. 2) condotte sull'intera rete di drenaggio evidenziano che il numero delle aste di ciascun ordine gerarchico ( $N_u$ ) diminuisce all'aumentare di quest'ultimo ( $u$ ) con legge esponenziale; al contrario la lunghezza media ( $L_u$ ), fatta eccezione per il dato riferito al numero d'ordine 5, aumenta in modo quasi costante e in particolare raddoppia passando da un ordine al successivo (Fig. 1).

$L_k$	$A_k$	$D_k$	$F_k$	$P$	$I_T$	$A_{DX}$	$A_{SX}$
395,7	226	1,7509	3,0708	0,00073	1,55	0,538	0,462

Tab. 1 – Risultati delle analisi morfometriche condotte sull'intera rete di drenaggio

$u$	$N_u$	$R_b$	$L_u$	$R_L$
1	501	—	0,3515	—
2	140	3,58	0,7740	2,2019
3	43	3,26	1,6558	2,1391
4	8	5,38	2,8262	1,7069
5	2	4,00	4,03	1,5391

Tab. 2 – Risultati delle analisi morfometriche relative ai singoli ordini

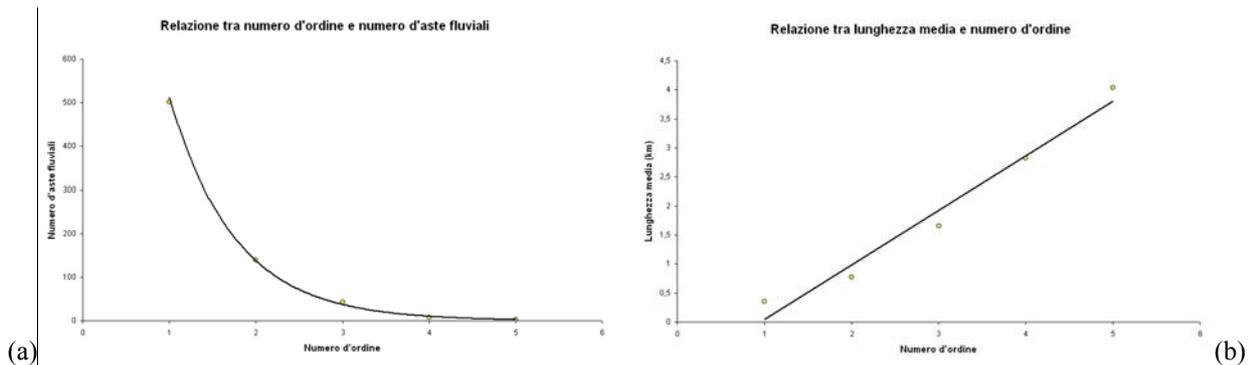


Fig. 1 – (a) relazione tra il numero d'ordine ed il numero di aste fluviali;  
(b) relazione tra la lunghezza media ed il numero d'ordine

I valori del rapporto di biforcazione ( $R_b$ ) sono compresi tra 3 e 5. Il rapporto di lunghezza ( $R_L$ ) non è costante variando tra 2,2 per le aste di ordine minore ed 1,5 per quelle di ordine più alto.

La pendenza dell'asta principale in questo tratto è molto lieve: il valore assunto dal gradiente di pendio ( $P$ ) è 0,00073 (equivalente a 0,73 m per km).

La dissimmetria delle valli, indicante la ripartizione dell'area del bacino tra destra ( $A_{DX}$ ) e sinistra idrografica ( $A_{SX}$ ), rispettivamente pari a 0,538 e 0,462, è piuttosto bassa.

### Relazioni tra sviluppo della rete di drenaggio e il substrato litologico

Il *bedrock* su cui insiste il reticolo idrografico è costituito per il 39,4% da depositi carbonatici, rappresentati prevalentemente da calcari (38,2%) e subordinatamente da dolomie (1,2%). In percentuali rilevanti sono diffusi depositi piroclastici (26,3%), alluvionali (15,5%) ed argilloso-arenacei (15,3%); il restante 2,1% è suddiviso, in ordine di percentuale decrescente, tra depositi di argille grigie o varicolori, di tufi rimaneggiati, di detrito di falda e limitati affioramenti di bauxite.

Per verificare la dipendenza del *pattern* del reticolo idrografico in funzione del substrato litologico su cui si sviluppa, la rete di drenaggio è stata sovrapposta alla carta geolitologica attraverso l'*overlay* (Fig. 2).

Da un'analisi di tipo qualitativo emergono sostanziali differenze nell'organizzazione e nella disposizione della rete di drenaggio in relazione ai differenti tipi litologici costituenti il substrato: il network idrografico che si sviluppa sui carbonati presenta un pattern parallelo più o meno angolato, costituito da poche aste prevalentemente rettilinee con le direzioni di deflusso coincidenti con la direzione dei principali sistemi di faglie e/o fratture; per contro, nelle aree caratterizzate da un substrato arenaceo-argilloso, il reticolo risulta più fitto, contraddistinto dalla presenza di un maggior numero di affluenti che si uniscono ai corsi d'acqua maggiori con un angolo minore di 90°, a costituire un pattern dendritico, non strettamente controllato da elementi strutturali.

Sulla base di queste considerazioni, si è cercato di descrivere queste differenze da un punto di vista quantitativo, stimando la densità di drenaggio  $D$  per aree litologicamente omogenee. I dati necessari sono stati ottenuti realizzando intersezioni spaziali che consentono di definire gli attributi di ogni asta fluviale sovrapposta ad ogni determinata unità litologica. In particolare sono state considerate le aree il cui substrato è costituito da rocce carbonatiche, argilloso-arenacee e piroclastiche, che risultano essere quelle aventi una maggiore estensione areale e caratteristiche di permeabilità differenti.

Il valore più basso della densità di drenaggio (0,754) si riscontra per quelle porzioni di territorio a substrato carbonatico, il valore medio (1,520) caratterizza i settori con substrato costituito da depositi piroclastici mentre il valore massimo (2,485) è relativo alle aree con substrato arenaceo-argilloso.

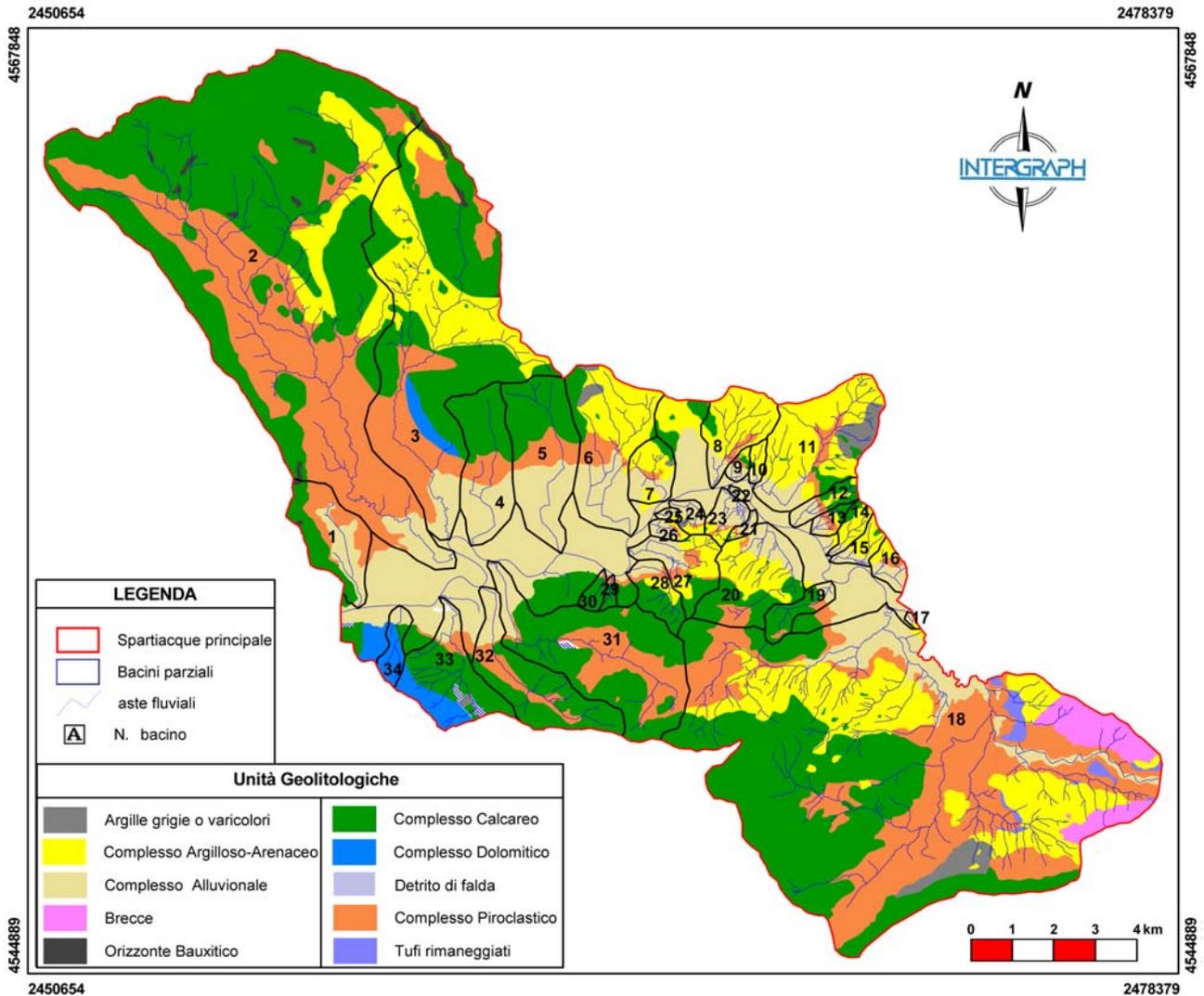


Fig. 2 – Overlay tra la carta geolitologica ed il reticolo idrografico con delimitazione dei sottobacini

### Valutazione dell'entità dell'erosione

In mancanza di stazioni di misura e di dati di letteratura, è possibile ottenere una stima del trasporto torbido medio annuo di un bacino idrografico calcolando il trasporto torbido unitario medio annuo ( $T_u$ ) attraverso l'elaborazione di alcuni parametri morfometrici quali il numero di anomalia gerarchica ( $G_a$ ), l'indice di anomalia gerarchica ( $\Delta a$ ) e la densità di anomalia gerarchica ( $g_a$ ).

I valori di questi parametri sono stati calcolati per ogni sottobacino di ordine superiore a 2 e sono riportati in Tab. 3.

Il valore minimo riscontrato per il numero di anomalia gerarchica ( $G_a$ ) è pari a 0 per i bacini 7, 13, 24, 28: questi risultano essere di ordine 3 e con estensione areale molto ridotta compresa tra 0,46 e 1,49 km<sup>2</sup>. I valori massimi sono stati riscontrati per il bacino del T. Biferchia (bacino 18), quello con maggiore estensione areale, in cui  $\Delta a$  e  $g_a$  assumono rispettivamente il valore di 0,59 e 1,7. Altri bacini con valori della  $g_a$  maggiori di 1 sono i bacini 11, 12, 15, 23, che al contempo presentano una  $\Delta a$  mai superiore a 0,2.

I risultati ottenuti sono stati elaborati suddividendo il trasporto torbido in 6 classi (cercando di evitare un'eccessiva dispersione o concentrazione dei dati), per poter produrre una carta (Fig. 3) dell'indice di erosione dei sottobacini.

Alla 1<sup>a</sup> classe ( $T_u < 150$  t/km<sup>2</sup>/anno) appartengono i bacini 1, 2, 3, 4, 5, 31, 32 che si sviluppano su substrato costituito prevalentemente da carbonati e depositi piroclastici; fa eccezione il bacino 3 il cui substrato è formato per il 25% circa da litotipi argilloso-arenacei.

numero bacino	ordine gerarchico	superficie (km <sup>2</sup> )	Lunghezza tot aste (km)	D	Ga	La	ga	Tu (t/km <sup>2</sup> /anno)
1	2	3,47	3,90	1,12	0	0,00	0,00	65,20
2	4	54,11	71,01	1,31	26	0,43	0,48	83,09
3	5	23,01	33,31	1,45	14	0,38	0,61	90,93
4	2	4,25	5,61	1,32	0	0,00	0,00	75,50
5	3	5,59	6,77	1,21	1	0,20	0,18	73,04
6	3	6,04	14,68	2,43	3	0,27	0,50	185,41
7	3	1,49	3,43	2,31	0	0,00	0,00	158,98
8	3	2,59	9,55	3,69	1	0,08	0,39	457,95
9	2	0,33	1,21	3,73	0	0,00	0,00	461,90
10	2	0,35	1,32	3,82	0	0,00	0,00	492,60
11	3	6,31	20,39	3,23	7	0,19	1,11	332,10
12	3	0,84	3,68	4,40	1	0,14	1,20	792,25
13	3	0,46	2,40	5,20	0	0,00	0,00	1397,18
14	2	0,64	2,63	4,11	0	0,00	0,00	616,00
15	3	0,70	3,22	4,57	1	0,20	1,42	912,45
16	2	0,71	2,34	3,30	0	0,00	0,00	334,70
17	2	0,08	0,43	5,68	0	0,00	0,00	1995,93
18	5	59,56	132,67	2,23	101	0,59	1,70	171,88
19	2	1,05	3,24	3,07	0	0,00	0,00	281,69
20	4	4,37	12,52	2,87	1	0,05	0,23	244,88
21	2	0,23	2,04	8,82	0	0,00	0,00	5064,29
22	2	0,09	0,49	5,43	0	0,00	0,00	1653,81
23	3	0,87	4,84	5,57	1	0,06	1,15	1864,51
24	3	0,51	2,32	4,52	0	0,00	0,00	837,89
25	2	0,14	0,79	5,64	0	0,00	0,00	1934,97
26	2	0,37	1,69	4,61	0	0,00	0,00	895,36
27	2	2,25	7,37	3,27	0	0,00	0,00	327,37
28	3	1,43	4,08	2,85	0	0,00	0,00	237,83
29	2	0,20	0,95	4,77	0	0,00	0,00	1005,23
30	2	0,40	1,06	2,66	0	0,00	0,00	206,52
31	3	9,74	13,54	1,39	7	0,41	0,72	87,76
32	3	4,63	9,56	2,06	2	0,22	0,43	139,24
33	4	4,00	11,67	2,91	2	0,14	0,50	258,66
34	2	0,88	2,82	3,20	0	0,00	0,00	309,48
bacino totale	6	226,00	398,00	1,76	635	1,27	2,81	141,94

Tab. 3 – risultati delle analisi effettuate per il bacino idrografico e per i bacini parziali

Alla 2<sup>a</sup> classe ( $Tu$  compreso tra 150 e 300 t/km<sup>2</sup>/anno) appartengono i bacini 6, 7, 18, 19, 20, 28, 30 e 33; sulla base della litologia dominante nel substrato, essi possono essere suddivisi in 2 categorie:

- bacini in cui il *bedrock* è costituito prevalentemente da depositi argilloso-arenacei;
- bacini che insistono su depositi piroclastici e calcarei e che si sviluppano su rilievi collinari (al contrario dei bacini appartenenti alla 1<sup>a</sup> classe che sussistono su rilievi a maggiore acclività).

Alla 3<sup>a</sup> classe ( $Tu$  compreso tra 300 e 500 t/km<sup>2</sup>/anno) appartengono i bacini 9, 10, 11, 16, 27 e 34, per i quali si osserva l'aumento della presenza nel *bedrock* dei litotipi argilloso-arenacei e, allo stesso tempo, uno sviluppo su pendenze moderate.

Alla 4<sup>a</sup> classe ( $Tu$  compreso tra 500 e 1000 t/km<sup>2</sup>/anno) appartengono i bacini 12, 14, 15, 24 e 26, impostati principalmente su substrato argilloso-arenaceo e alluvionale, con piccole frazioni di calcari e depositi piroclastici.

Alla 5<sup>a</sup> classe ( $Tu$  1000 e 2000 t/km<sup>2</sup>/anno) appartengono i bacini 13, 17, 22, 23, 25 e 29. L'elevato valore di  $Tu$  è dovuto alla combinazione di un *bedrock* costituito totalmente o quasi da substrato argilloso-arenaceo e soprattutto alluvionale, con uno sviluppo in aree di fondovalle a pendenze molto basse; per il bacino 29 (a substrato calcareo) l'elevato valore di  $Tu$  è probabilmente imputabile a un forte controllo strutturale.

Alla 6<sup>a</sup> classe ( $Tu > 2000$  t/km<sup>2</sup>/anno) appartiene solo il bacino 21 che si sviluppa totalmente nella piana alluvionale; il substrato su cui è impostato risulta formato per il 70% da coltri alluvionali e per il restante 30% da litotipi argilloso-arenacei.

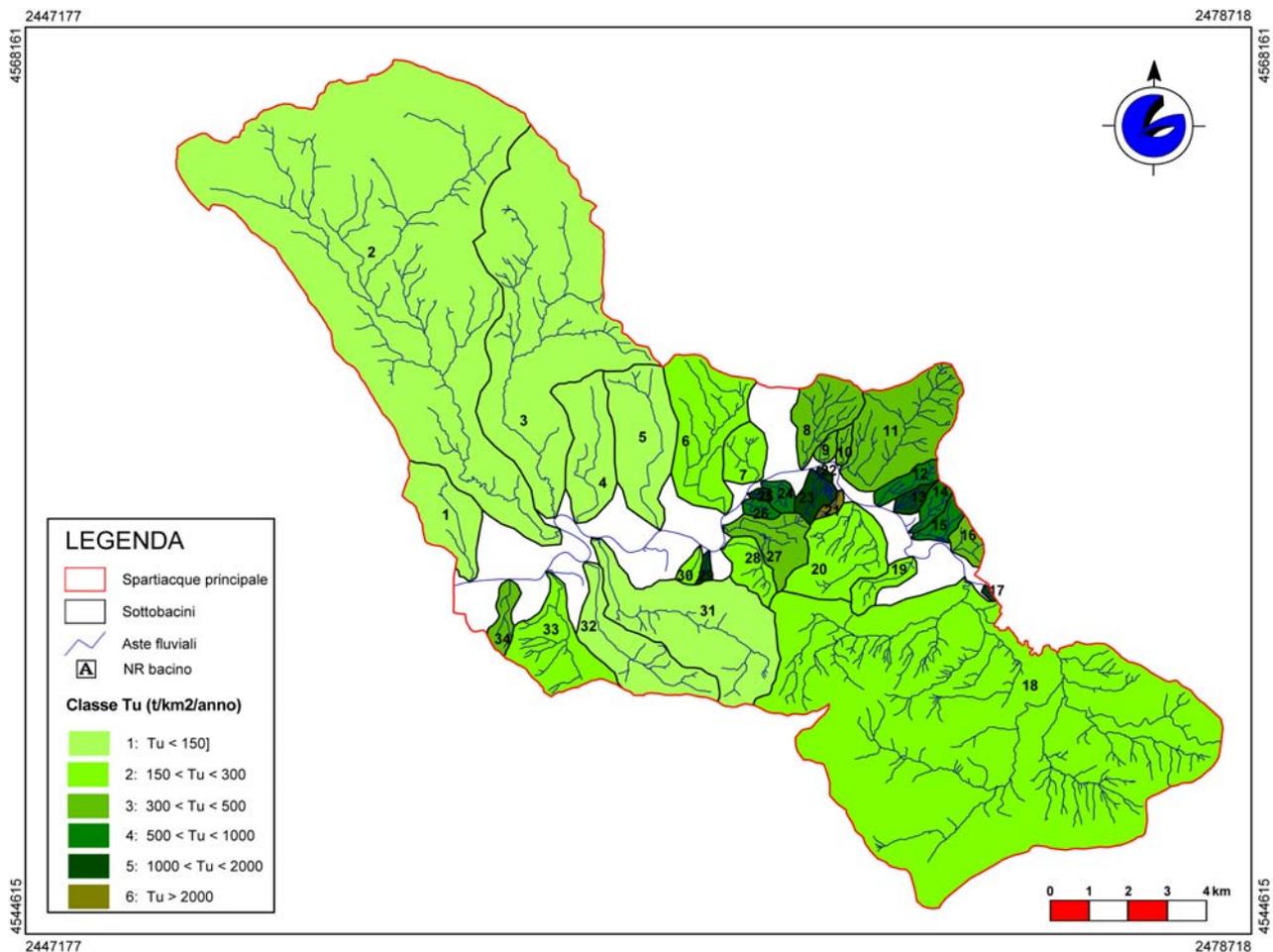


Fig. 3 - Carta dell'indice di erosione dei sottobacini

## Conclusioni

I valori del rapporto di biforcazione ( $R_b$ ) compresi tra 3 e 5, sono da considerare nella norma (Strahler, 1984), ad indicazione di un bacino idrografico con caratteristiche climatiche e litologiche abbastanza omogenee, in cui la struttura geologica non esercita un'influenza dominante sul *pattern* idrografico.

Per contro, il rapporto di lunghezza ( $R_L$ ) non è costante, come dovrebbe essere, in un bacino idrografico non sottoposto ad interventi strutturali atti a condizionarne la forma; con ogni probabilità, l'intensa urbanizzazione che ha interessato il territorio nel trentennio 1957-87 ha apportato sensibili modifiche al reticolo di drenaggio originario.

I risultati conseguiti dal calcolo della dissimmetria delle valli (rapporto tra l'area della parte destra o, rispettivamente, sinistra del bacino idrografico e l'area totale del bacino stesso -  $A_{DX}$ ,  $A_{SX}$ ) attestano una distribuzione delle aree quasi equamente ripartita tra la destra e la sinistra idrografica, a conferma del buon grado di simmetria deducibile dalla semplice osservazione qualitativa dell'area.

La densità ( $D$ ) presenta valori relativamente bassi se confrontati con quanto riportato in letteratura (Ciccacci *et al.*, 1981; Del Monte, 1996); ciò probabilmente è riconducibile alla diffusa presenza di depositi carbonatici e piroclastici, caratterizzati da un elevato grado di permeabilità secondaria.

Ricordando che il  $Ga$  rappresenta il numero di segmenti necessari da aggiungere affinché il reticolo idrografico sia perfettamente gerarchizzato, ed essendo i valori massimi riscontrati molto bassi, si può affermare che i sottobacini hanno una rete di drenaggio ben organizzata.

I risultati conseguiti concordano con quanto osservato nell'analisi qualitativa e riflettono le caratteristiche di permeabilità delle litologie in esame. Infatti, tralasciando l'influenza della copertura vegetale, il valore molto basso assunto dalla densità di drenaggio in relazione al substrato calcareo si può attribuire prevalentemente all'elevato grado di fratturazione di questo litotipo, su cui l'infiltrazione raggiunge valori molto alti. I depositi piroclastici presentano permeabilità intermedia legata alla porosità degli orizzonti meno cementati e alla fratturazione delle facies litoidi. La bassa permeabilità dei depositi arenaceo-argillosi, legata soprattutto alla presenza di intercalazioni argillose impermeabili, dà origine ad un intenso ruscellamento superficiale che determina un'elevata densità della rete idrografica.

Esaminando i valori relativi al trasporto torbido unitario medio annuo ( $Tu$ ), si deduce che per il bacino idrografico sotteso dal tratto esaminato del F. Volturno, l'indice di erosione è abbastanza contenuto (141,94 t/km<sup>2</sup>/anno), ciò indica una bassa quantità di materiali trasportati in sospensione e, di conseguenza, l'assenza di marcati processi di denudazione. Tuttavia, analizzando singolarmente i sottobacini, per i quali l'indice  $Tu$  è compreso tra 65,2 e 5064,29 t/km<sup>2</sup>/anno, si nota la presenza di situazioni particolari soggette a processi erosivi intensi (bacini 13, 17, 22, 23, 25 e 29 con valore di  $Tu$  compreso tra 1000 e 2000 t/km<sup>2</sup>/anno; bacino 21 con  $Tu = 5064,29$  t/km<sup>2</sup>/anno).

## Bibliografia

- Avena G. C., Giuliano G. & Lupia Calmieri E. (1967) – *Sulla valutazione quantitativa della gerarchizzazione ed evoluzione dei reticoli fluviali*. Boll. Soc. Geol. It., 86, 781-796.
- Castiglioni G. B. (1982) – *Geomorfologia*. UTET, 436 pp. Torino.
- Ciccacci S., D'Alessandro L., Fredi P. & Lupia Palmieri E. (1988) – *Contributo dell'analisi geomorfica quantitativa alla studio dei processi di denudazione del bacino idrografico del Torrente Paglia (Toscana meridionale-Lazio settentrionale)*. Geogr. Fis. Din. Quat., Suppl., I, 171-188.
- Ciccacci S., Fredi P., Lupia Palmieri E. & Pugliese F. (1981) – *Contributo dell'analisi geomorfica quantitativa alla valutazione dell'entità dell'erosione nei bacini fluviali*. Boll. Soc. Geol. It., 99, 455-516.
- D'Argenio B., Pescatore T. & Scandone P. (1973) – *Schema Geologico dell'Appennino Meridionale (Campania e Lucania)*. Estratto dal Quaderno n. 183 Atti del Convegno sul tema: "Moderne vedute sulla geologia dell'Appennino".
- Del Monte M. (1996) – *Rapporti tra caratteristiche morfometriche e processi di denudazione nel bacino idrografico del Torrente Salandrella (Basilicata)*. Geologica Romana, 32, 151-165.
- Horton R. E. (1945) – *Erosional development of stream and their drainage basins: hydrophysical approach to quantitative morphology*. Geological Society of America Bulletin, 56, 275-370.
- Lupia Palmieri E. (1983) – *Il problema della valutazione dell'entità dell'erosione nei bacini fluviali*. Atti XXXIII Congr. Geogr. It., Catania, 9-13 Maggio 1983, 2 (I), 143-176.
- Scarsella F., Bergomi C. & Manganelli V. (1971) – *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla Scala 1:100.000. F° 172 Caserta e in appendice Vulcano di Roccamonfina (Fogli 160-161-171-172)*. Servizio Geologico d'Italia, 122 pp.. Roma.
- Strahler A.N. (1957) – *Quantitative analysis of watershed geomorphology*. Trans. Amer. Geophys. Union., 38, 279-300.
- Strahler A.N. (1984) – *Geografia fisica*. PICCIN, 664 pp.. Padova.
- van Zuidam R. & van Zuidam Cancelado F.I. (1978) – *Terrain analysis and classification using aerial photographs*. ITC Textbook, VIII – 6.