

Il bacino idrografico

1.1 Caratteristiche generali del bacino

Per una fissata sezione trasversale di un corso d'acqua, si definisce *bacino idrografico* o *bacino tributario apparente* l'entità geografica costituita dalla proiezione su un piano orizzontale della superficie scolante sottesa alla suddetta sezione. Nel linguaggio tecnico dell'idraulica fluviale la corrispondenza biunivoca che esiste tra sezione trasversale e bacino idrografico si esprime affermando che la sezione "sottende" il bacino, mentre il bacino idrografico "è sotteso" alla sezione. L'aggettivo "apparente" si riferisce alla circostanza che il bacino viene determinato individuando, sulla superficie terrestre, lo spartiacque superficiale senza tenere conto che particolari formazioni geologiche potrebbero provocare in profondità il passaggio di volumi idrici da un bacino all'altro.

In maniera molto efficace Puglisi ^[20] ha definito il bacino idrografico "come il luogo dei punti da cui le acque superficiali di provenienza meteorica ruscellano verso il medesimo collettore". In altri termini il bacino idrografico è *l'unità fisiografica* che raccoglie i deflussi superficiali, originati dalle precipitazioni che si abbattano sul bacino stesso, che trovano recapito nel corso d'acqua naturale e nei suoi diversi affluenti.

La definizione del bacino idrografico in termini di estensione areale, conseguente alla sua *delimitazione*, è condizionata dall'individuazione della sua sezione *terminale* o di *chiusura*. Se la sezione di chiusura coincide con la foce del corso d'acqua (Figura 1.1), cioè se si esamina il bacino nella sua interezza, dalle propaggini più montane fino allo sbocco a mare, il bacino viene denominato *principale*. Se invece la sezione di chiusura è una qualunque sezione fluviale posta a monte della foce, il bacino ad essa sotteso viene denominato *secondario* o *sottobacino*.

All'interno del bacino idrografico distinguiamo tra *rete idrografica*, o reticolo fluviale, e *versanti*. La *rete idrografica* è il complesso di collettori fluviali, o canali, che raccolgono i deflussi idrici superficiali, assieme ai corrispondenti deflussi solidi (particelle di terreno veicolate dalla corrente liquida), e li convogliano fino alla sezione terminale del bacino.

Nella rete idrografica il *corso d'acqua principale* si differenzia dai diversi rami localizzati *in destra* e *in sinistra* idrografica dello stesso. Sono localizzati in

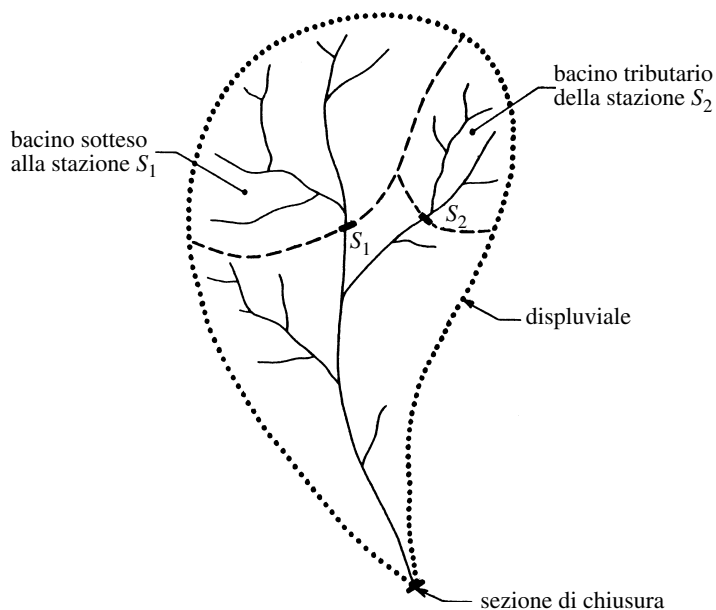


Figura 1.1 Schema di bacino idrografico.

destra idrografica tutti i rami della rete fluviale che stanno alla destra di un ipotetico osservatore che si muove da monte verso valle, cioè solidale con la corrente fluviale. La denominazione in sinistra idrografica attiene, ovviamente, a tutti i rami che stanno alla sinistra dell'osservatore in moto nel verso della corrente.

Con la dizione *versanti* o *pendici*, si denominano invece tutte le superfici laterali ai rami della rete sulle quali si abbattono le precipitazioni che trovano recapito nella rete idrografica stessa. La distinzione non è solo formale dato che sono differenti i processi fisici, e conseguentemente i modelli matematici interpretativi, che si verificano nella rete e nei versanti. Rimane tra le due entità una forte connessione fisica dato che i fenomeni che avvengono a scala di pendice determinano degli effetti anche sul reticolo idrografico. Per esempio, i fenomeni di erosione idrometeorica che interessano i versanti danno luogo alla formazione di deflussi torbidi che, trovando recapito nella rete, determinano alterazioni nel regime del trasporto solido fluviale.

La distinzione proposta ha anche una sua logica progettuale dato che, come meglio si vedrà nel seguito, essendo differenti, anche se interconnessi, i fenomeni che hanno sede nella rete idrografica da quelli che si verificano nei versanti, dovranno adottarsi nella pratica anche differenti soluzioni progettuali e specifici manufatti.

Va sottolineato, infine, che gli interventi di sistemazione idraulica devono riguardare il bacino idrografico nella sua interezza e vanno realizzati procedendo da monte verso valle dato che i dissesti presenti nelle zone montane provocano degli effetti che si risentono nelle zone vallive.

1.2 Elementi di morfometria

La morfometria, o analisi geomorfica quantitativa, secondo una antica definizione proposta da De Horatiis ^[9] è “una seconda elaborazione dei dati rilevati dalla geodesia e dalla topografia e da questa preliminarmente elaborati e consegnati in schemi, profili, carte e simili documenti, o quanto meno compensati dagli errori di osservazione, per ricavarne indici morfologici vari, ossia funzioni che forniscano con precisione e concisione indicazioni immediate delle forme della superficie terrestre, o altrimenti utili nelle pratiche applicazioni”.

Secondo la definizione proposta da Strahler ^[33], la morfometria “ha come oggetto la misura delle forme, ovvero delle caratteristiche geometriche del rilievo o di qualsiasi elemento naturale sia esso vegetale o animale” ^[22].

Lo studio dei caratteri morfometrici di un corso d'acqua ha ricevuto sempre più impulso dalla riconosciuta possibilità di mettere in relazione i suddetti caratteri con i processi idrologici a scala di bacino ^[24]. I modelli idrologici di tipo geomorfologico si fondano proprio sulla possibilità di ricostruire la risposta idrologica di un bacino (formazione dei deflussi), a seguito di una precipitazione che si abbatte su di esso, sulla base del legame che intercorre tra la suddetta risposta e i caratteri geomorfologici del bacino. In altri termini, il reticolo idrografico rappresenta l'impronta lasciata sulla superficie terrestre da una successione discontinua di eventi di deflusso in condizioni di piena e di trasporto solido e pertanto, in un assegnato bacino, il meccanismo di formazione del deflusso può essere ricondotto alla struttura morfometrica del reticolo ^[1].

Gli *elementi di forma* del rilievo possono essere classificati sulla base delle proprietà *lineari*, di quelle *areali* e di quelle di *rilievo*.

Le proprietà lineari sono quelle che attengono al drenaggio e quindi ai caratteri (lunghezza, numero dei rami ecc.) della rete fluviale. Le proprietà areali sono invece utilizzate per definire le superfici di alimentazione cioè per esprimere alcune peculiarità dei versanti. Le proprietà del rilievo, infine, servono a caratterizzare il bacino dal punto di vista altimetrico e a esprimere il rapporto tra le dimensioni verticali e le proprietà lineari e areali.

L'analisi delle proprietà lineari consiste nell'esame di un insieme ramificato di linee proiettate su un piano orizzontale, che è il supporto cartografico in esame, al fine di dedurre informazioni sulla lunghezza e sull'ordinamento dei vari rami della rete idrografica.

Lo studio delle proprietà areali del bacino consiste nella misura planimetrica delle superfici topografiche o di altre superfici, ricadenti all'interno del bacino in esame, che sono *omogenee* rispetto a un prefissato attributo come la permeabilità all'acqua, la superficie boscata o una fissata formazione geologica. Le proprietà areali sono pertanto misurate o dall'estensione della superficie di interesse o da particolari indici di forma.

Le proprietà del rilievo si utilizzano nello studio delle dimensioni verticali (quote topografiche dei punti del bacino) riferite allo stesso piano orizzontale utilizzato per l'analisi delle misure lineari e areali. Tra gli indici utilizzati rivestono particolare importanza l'altitudine del bacino (media, minima, massima),

il dislivello tra due punti generici, il dislivello e la pendenza di un alveo o di un versante.

1.2.1 Delimitazione del bacino idrografico

L'estensione di un bacino idrografico si determina utilizzando la cartografia ufficiale dell'Istituto Geografico Militare Italiano in scala 1:25 000 (Tavolette), 1:50 000 (Quadranti) o 1:100 000 (Fogli), in relazione alla dimensione del bacino in esame e all'approssimazione necessaria per lo studio che si sta compiendo. In alcuni casi, quando il bacino ha una dimensione contenuta (inferiore a 10 km²) oppure quando occorre individuare con maggiore precisione le linee di impluvio, è necessario fare ricorso a una cartografia di dettaglio ottenuta mediante il rilievo aereofotogrammetrico.

Va sottolineato che questa scelta preliminare condiziona i risultati dell'indagine morfometrica dato che le differenti proprietà (lineari, areali e di rilievo) e i relativi indici di forma, sono dipendenti dalla scala della cartografia utilizzata.

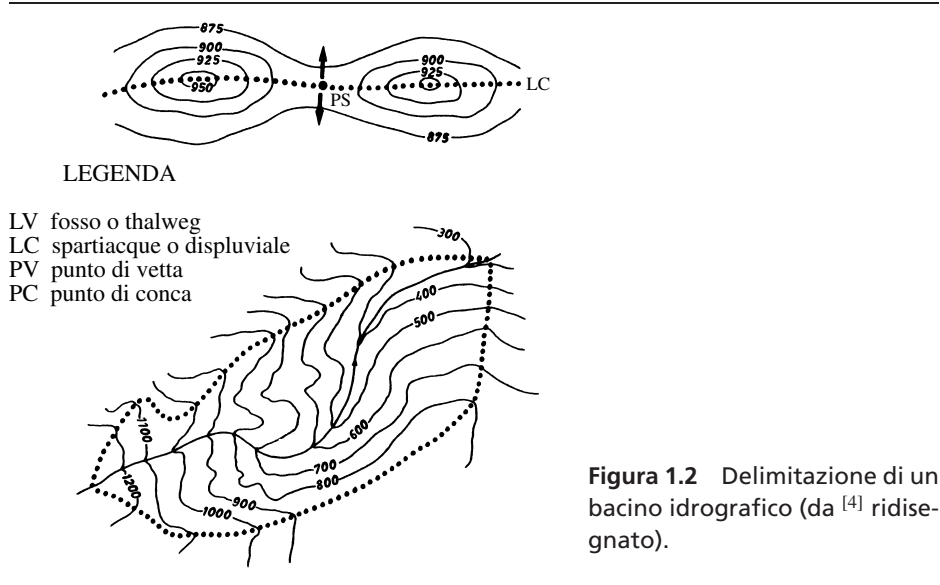
La delimitazione del bacino idrografico si conduce sul supporto cartografico prescelto considerando alcune linee e punti caratteristici. Distinguiamo la *linea di displuvio* o displuviale o linea di cresta o crinale che rappresenta il perimetro del bacino che delimita la superficie all'interno della quale si abbattono le precipitazioni che trovano recapito ultimo nella rete idrografica in esame. Nella sua individuazione ci si appoggia, pertanto, ai punti di quota più elevata e si considera anche lo sviluppo delle reti idrografiche limitrofe a quella in esame. Sulla displuviale si individuano il *punto di vetta* (pv) (Figura 1.2) cioè il punto di quota massima, i *punti di sella* (ps) compresi tra due rilievi adiacenti e il *punto di conca* cioè la quota della sezione di chiusura ^[22].

Dalla scelta della sezione terminale, che è condizionata dallo scopo dell'indagine idrologica, dipendono l'ampiezza del bacino, il numero dei sottobacini, il dislivello totale, l'altitudine media, altre grandezze e indici di forma derivati.

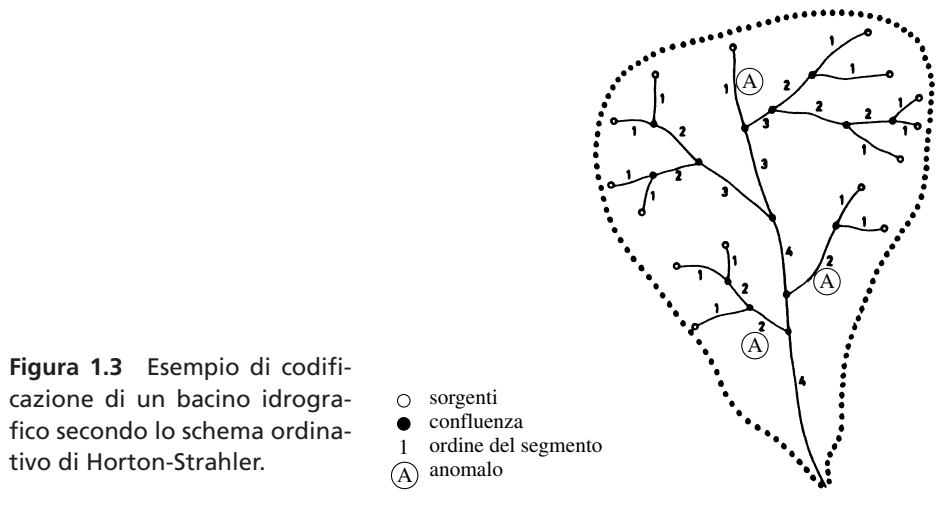
Il tracciamento della displuviale si conduce appoggiandosi ai punti di quota più elevata, senza tagliare gli elementi dei reticoli idrografici relativi ai corsi d'acqua limitrofi, e intersecando le isoipse del supporto cartografico sempre a 90°.

1.2.2 Composizione del reticolo idrografico

La rete fluviale può essere scomposta in *segmenti* disposti sui vari rami della rete. Le estreme propaggini del reticolo hanno origine da punti denominati *sorgenti* mentre il punto di contatto tra due segmenti è denominato *confluenza* (Figura 1.3). Le reti fluviali possono essere ordinate secondo criteri *gerarchici* che derivano dalla disposizione dei rami.



Un sistema di numerazione molto usato è quello di Horton-Strahler che consiste (Figura 1.3) nell'attribuire il numero d'ordine 1 ai canali naturali di prima formazione (quelli aventi come estremi i punti sorgente) che sono segmenti fluviali senza affluenti. Due elementi di primo ordine a valle del loro punto di confluenza danno origine a un segmento di 2° ordine. Due rami del secondo ordine conflueno danno origine a un segmento del 3° ordine e così via fino all'asta principale che ha, ovviamente, il numero d'ordine più elevato del sistema. Il numero d'ordine k del corso d'acqua principale definisce l'*ordine del bacino*.



Se elementi di ordine u si versano in canali di ordine $u + 2$, o superiore, non ne fanno cambiare la numerazione gerarchica (per esempio, nella Figura 1.3 un elemento del 2° ordine che confluisce con un segmento del 4° ordine appartenente all'asta principale). Un segmento di ordine u che confluisce con un segmento di ordine maggiore o eguale a $u + 2$ viene denominato *anomalo*.

Due proprietà molto interessanti dei reticoli idrografici sono il numero di segmenti N_u e la lunghezza media L_u dei segmenti di ciascun ordine u . Nella Tabella 1.1 sono elencati alcuni dati morfometrici relativi a un sottobacino del corso d'acqua Allegheny River (la sezione di chiusura è stata individuata in un punto del segmento del settimo ordine) riportati nella ^[34].

Tabella 1.1 Dati morfometrici relativi a un sottobacino del corso d'acqua Allegheny River ^[34].

Ordine u	N_u	R_b	L_u [km]	L_u^* [km]	R_L
1	5966		0.15	0.15	
2	1529	3.9	0.48	0.63	3.2
3	378	4.0	1.29	1.9	2.7
4	68	5.7	4.00	5.9	3.1
5	13	5.3	11.3	17.2	2.8
6	3	4.3	32.2	49.4	2.8
7	1	3.0			
media		4.37			

Dalla Tabella 1.1 si evince chiaramente che al crescere dell'ordine u il numero di segmenti N_u diminuisce mentre la lunghezza L_u aumenta. Pertanto i segmenti di primo ordine sono in assoluto i più corti mentre quelli di ordine più elevato dovranno compiere un percorso sempre maggiore prima di incontrare un altro segmento dello stesso ordine. Nonostante il valore di N_u diminuisca molto rapidamente con l'ordine (nella Tabella 1.1 si passa da 5966 segmenti del primo ordine a 1529 segmenti del secondo ordine), il rapporto tra il numero di segmenti di ordine N_u è quello di ordine successivo N_{u+1} , denominato *rapporto di biforcazione* R_b ,

$$R_b = \frac{N_u}{N_{u+1}} \quad (1.1)$$

si mantiene quasi costante. Si definisce rapporto di biforcazione medio \bar{R}_b e si considera rappresentativo dell'intero bacino, la media dei rapporti di biforcazione dei segmenti di differente ordine u che costituiscono il reticolo idrografico del bacino considerato.

Per esempio, nella Tabella 1.1 il rapporto di biforcazione dei segmenti del secondo ordine è pari a 3.9 ciò significa che in media ciascun segmento del secondo ordine si suddivide per dare origine a 3.9 segmenti del primo ordine.

Nella Figura 1.4, sulla base dei dati della Tabella 1.1, è rappresentata in un piano semilogaritmico la relazione lineare che sussiste tra N_u e l'ordine u :

$$N_u = R_b^{(k-u)} \quad (1.2)$$

in cui k è il numero d'ordine del corso d'acqua principale.

L'Equazione (1.2) esprime la seguente regola nota come *Prima Legge di Horton* o *Legge del numero di corsi d'acqua di un bacino idrografico*:

In un corso d'acqua il numero di segmenti idrografici di ordine successivo si dispone secondo una progressione geometrica con primo termine pari all'unità (essendo solo uno il canale di ordine massimo) e con ragione pari al rapporto di biforcazione.

La Figura 1.4 riporta oltre alle coppie (u, N_u) della Tabella 1.1, anche la curva di equazione $N_u = 4.37^{(7-u)}$ ottenuta dalla (1.2) ponendo R_b pari al rapporto di biforcazione del bacino ($\bar{R}_b = 4.37$).

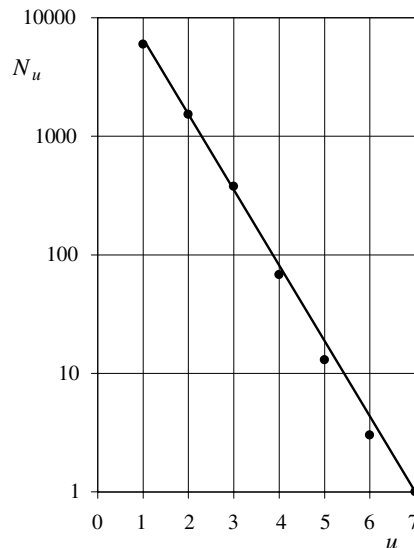


Figura 1.4 Relazione tra N_u e l'ordine u per il corso d'acqua Allegheny River e confronto con la Prima Legge di Horton (Equazione (1.2)).

A partire dalla (1.2) è anche possibile determinare il numero totale N_b dei segmenti che costituiscono la rete idrografica:

$$N_b = \sum_{u=1}^k N_u = \frac{R_b^k - 1}{R_b - 1} \quad (1.3)$$

Per gli N_u segmenti di ordine u , aventi ciascuno una generica lunghezza, in proiezione orizzontale, $L_{u,i}$, si può facilmente calcolare la lunghezza media L_u :

$$L_u = \sum_{i=1}^{N_u} \frac{L_{u,i}}{N_u} \quad (1.4)$$

e definire il *rapporto delle lunghezze* R_L tra le lunghezze medie dei segmenti di due ordini adiacenti u e $u + 1$:

$$R_L = \frac{L_{u+1}}{L_u} \quad (1.5)$$

avendo ovviamente indicato con L_{u+1} la lunghezza media dei segmenti di ordine $u + 1$. Si definisce lunghezza media cumulata L_u^* dei segmenti di ordine u , la seguente quantità:

$$L_u^* = \sum_{u=1}^u L_u \quad (1.6)$$

Per esempio, dalla Tabella 1.1 si deduce che per il corso d'acqua in esame la lunghezza media cumulata dei segmenti del secondo ordine è pari a $L_2^* = L_1 + L_2 = 0.15 \text{ km} + 0.48 \text{ km} = 0.63 \text{ km}$.

Nella Figura 1.5, sulla base dei dati della Tabella 1.1, è rappresentata in un piano semilogaritmico la relazione lineare tra la lunghezza media cumulata L_u^* e l'ordine u :

$$L_u^* = L_1 R_L^{(u-1)} \quad (1.7)$$

in cui L_1 è la lunghezza media dei segmenti del primo ordine coincidente, ovviamente, con L_1^* .

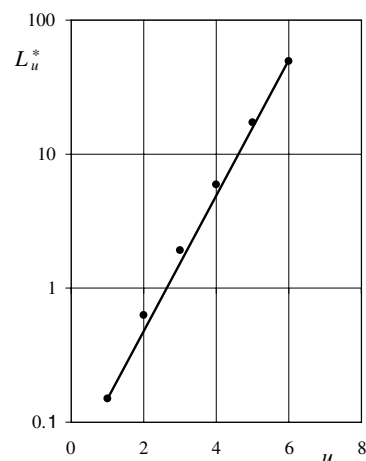


Figura 1.5 Relazione tra L_u^* e l'ordine u per il corso d'acqua Allegheny River e confronto con la Seconda Legge di Horton (Equazione (1.7)).

L'Equazione (1.7) esprime la seguente regola nota come *Seconda Legge di Horton* o *Legge delle lunghezze dei corsi d'acqua*:

In un corso d'acqua le lunghezze medie cumulate dei segmenti idrografici di ordine successivo si dispongono secondo una progressione geometrica con primo termine pari alla lunghezza media dei segmenti del primo ordine e con ragione pari al rapporto di lunghezza.

Per un assegnato bacino idrografico, il rapporto tra la lunghezza totale del reticolo idrografico e la superficie del bacino stesso definisce una grandezza morfometrica, generalmente misurata in km^{-1} , denominata *densità di drenaggio*. Per un bacino di superficie A_k e il cui corso d'acqua principale ha ordine k , la densità di drenaggio D_k ha la seguente espressione:

$$D_k = \frac{\sum_{u=1}^k \sum_{i=1}^{N_u} L_{u,i}}{A_k} \quad (1.8)$$

La densità di drenaggio può, ovviamente, essere calcolata per un qualsiasi sottobacino del quale deve essere considerata la lunghezza totale del relativo reticolo di drenaggio e la superficie corrispondente. La densità di drenaggio ha generalmente valori molto alti nelle aree interessate dalla presenza di terreni impermeabili, perché su essi il reticolo idrografico si presenta molto ramificato, e, viceversa, molto contenuti per le aree in cui ricadono terreni permeabili. La densità di drenaggio diminuisce all'aumentare del grado di copertura vegetale del bacino idrografico, perché il processo di infiltrazione nel suolo risulta favorito rispetto al deflusso superficiale e il reticolo idrografico si presenta sempre meno ramificato ^[32]. La densità di drenaggio è anche un indicatore dello stadio evolutivo della rete idrografica, dato che i fenomeni di erosione e trasporto che avvengono sia all'interno dei cavi fluviali sia sui versanti condizionano lo sviluppo planimetrico dei canali.

Nella descrizione morfometrica dei torrenti può essere utile, secondo Puglisi ^[22], utilizzare il *coefficiente di torrenzialità* D_t definito dal rapporto:

$$D_t = \frac{N_1}{A_k} \quad (1.9)$$

tra il numero di segmenti del primo ordine e l'area del bacino di ordine k in cui ricadono.

Si definisce *frequenza di drenaggio* F_k il rapporto tra il numero totale di segmenti del reticolo idrografico e l'area del relativo bacino idrografico A_k :

$$F_k = \frac{\sum_{u=1}^k N_u}{A_k} \quad (1.10)$$

Utilizzando l'ordinamento hortoniano della rete e analizzando 156 bacini idrografici, Melton ^[16] è giunto alla conclusione che il rapporto F_k/D_k^2 è un invariante che assume un valore pari a 0.694.

Il confronto tra le caratteristiche morfometriche descritte (numero dei segmenti, lunghezza dei segmenti, densità di drenaggio ecc.) relativo a bacini differenti necessita il ricorso a supporti cartacei di uguale scala al fine di garantire il medesimo dettaglio di riproduzione della rete idrografica. La Figura 1.6 mostra per il bacino del Torrente Elicona, in Sicilia, la configurazione del reticolo idrografico alle tre scale geografiche di rilevamento per le quali è disponibile la cartografia ufficiale dell'IGMI ^[1]. La Figura 1.6 mostra, in maniera efficace, l'incremento del dettaglio della rete idrografica ottenibile nel passaggio dal rilevamento in scala 1:100 000 a quello in scala 1:25 000.

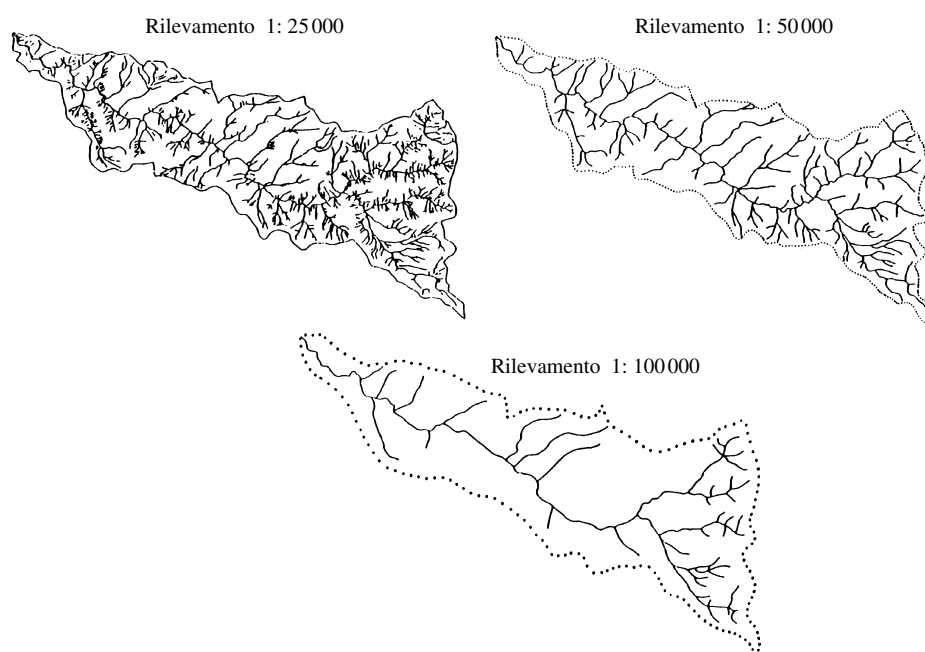


Figura 1.6 Reticolo di drenaggio del torrente Elicona rilevato a tre differenti scale geografiche (1:100 000, 1:50 000, 1:25 000) (da ^[1] ridisegnato).

Un altro schema di organizzazione planimetrica del reticolo idrografico è quello ad albero di biforcazione (Figura 1.7) proposto da Shreve ^[28-30].

Le principali grandezze che intervengono in questa rappresentazione della rete di drenaggio sono le seguenti:

- a) *sorgenti*: sono i punti della rete posti alle estremità di monte da cui il reticolo stesso ha origine;

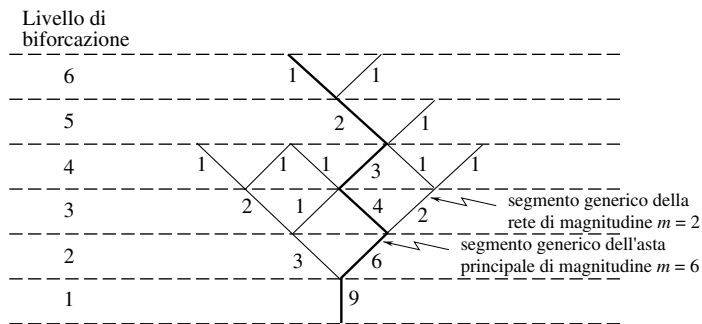


Figura 1.7 Reticolo di drenaggio secondo lo schema ordinativo di Shreve.

- segmenti esterni*: sono gli elementi della rete compresi tra una sorgente e la prima *giunzione*, o *biforcazione*, a valle; il numero di segmenti esterni è pari al numero delle sorgenti;
- segmenti interni*: sono quegli elementi del reticolo compresi tra due successive biforcazioni;
- magnitudine, m , di un segmento*: è il numero complessivo dei segmenti esterni posti a monte del segmento considerato;
- magnitudine, M , della rete*: è il numero complessivo delle sorgenti o dei segmenti esterni;
- distanza topologica, x* , del tratto compreso tra una sorgente e la chiusura della rete: è il numero di segmenti compreso nel percorso che unisce questi due punti;
- livello di biforcazione, b* , associato a un segmento: è il numero di segmenti compreso tra la chiusura della rete e il segmento considerato;
- asta principale della rete*: è la successione più lunga di segmenti che congiungono una sorgente alla sezione di chiusura del bacino;
- diametro* della rete: è la massima distanza topologica e pertanto costituisce l'equivalente topologico della lunghezza geometrica dell'asta principale.

Da questo schema ordinativo deriva che il numero dei segmenti interni della rete è pari a $(M - 1)$ e quindi il numero complessivo di segmenti (interni ed esterni) che costituiscono la rete è pari a $(2M - 1)$ mentre lo sviluppo complessivo della rete Z è pari a $(2M - 1) L_m$ essendo L_m la lunghezza media dei segmenti.

Dal punto di vista altimetrico, per ogni segmento, si definiscono il *dislivello* h , misurato come la differenza di quota degli estremi di monte e valle, e la pendenza s pari al rapporto tra h e la lunghezza del segmento.

Lo schema gerarchico della rete, che deriva da questo ordinamento, individua il generico segmento mediante la sua magnitudine m e il suo livello di biforcazione b .

Nella Tabella 1.2, per il bacino idrografico della Figura 1.6 rilevato a tre differenti scale geografiche, sono riportate alcune grandezze rappresentative sia dell'ordinamento di Strahler (ordine del bacino, R_b , R_L , densità di drenaggio)

Tabella 1.2 Dati morfometrici rilevati a differenti scale geografiche per il bacino del T. Elicona ^[1].

Scala	1:25 000	1:50 000	1:100 000
Ordine del bacino	6	4	4
Rapporto di biforcazione R_b	3.9	5.0	3.3
Rapporto delle lunghezze R_L	2.2	2.8	2.4
Densità di Drenaggio [km^{-1}]	4.76	2.28	1.16
Magnitudine	697	122	37
Numero totale di segmenti	1393	243	73
Diametro della rete	194	55	20
Lunghezza media dei segmenti [m]	186	502	836
Sviluppo della rete [km]	258	122	62

sia di quello di Shreve (magnitudine, numero totale dei segmenti, diametro della rete, lunghezza media dei segmenti, sviluppo della rete). La Tabella 1.2 evidenzia che lo sviluppo complessivo della rete Z e la densità di drenaggio decrescono in modo inversamente proporzionale al rapporto di scala R_s (che assume i valori $25\,000/25\,000 = 1$, $50\,000/25\,000 = 2$, $100\,000/25\,000 = 4$), la lunghezza media dei segmenti cresce con il logaritmo di R_s e i rapporti R_b e R_L delle leggi di Horton non sono invarianti con la scala.

Esempio 1.1 Per un sottobacino del bacino idrografico della Figura 1.8 (scala 1:100 000), che rappresenta la parte montana del T. Dirillo in Sicilia, è stato effettuato il rilievo delle caratteristiche morfologiche sia a scala 1:100 000 (Figura 1.9) sia a scala 1:25 000, di cui la Figura 1.10 conserva il dettaglio conseguente alla scala di rilevamento prescelta.

La Tabella 1.3, che sintetizza i risultati del rilievo alle due differenti scale, evidenzia una forte dipendenza del numero di canali rilevati dalla scala geografica prescelta (Figura 1.11) mentre il rapporto di biforcazione si può ritenere invariante sia a parità di ordine (per esempio, per $u = 2$ alla scala 1:25 000 risulta $R_b = 3.14$ mentre alla scala 1:100 000 si ha $R_b = 3.33$) sia in media ($R_b = 3.42$ alla scala 1:25 000 e $R_b = 3.44$ alla scala 1:100 000). La Figura 1.11 testimonia, per ciascuna scala geografica prescelta, un ottimo adattamento dell'Equazione (1.2) alle coppie (u, N_u) rilevate.

Tabella 1.3 Dati morfometrici rilevati per lo stesso bacino idrografico a due differenti scale di rappresentazione.

Ordine u	1: 25 000		1: 50 000	
	N_u	R_b	N_u	R_b
1	132		40	
2	42	3.14	12	3.33
3	10	4.20	3	4.00
4	3	3.33	1	3.00
5	1	3.00		
media		3.42		3.44



Figura 1.8 Corografia di un sottobacino del T. Dirillo.

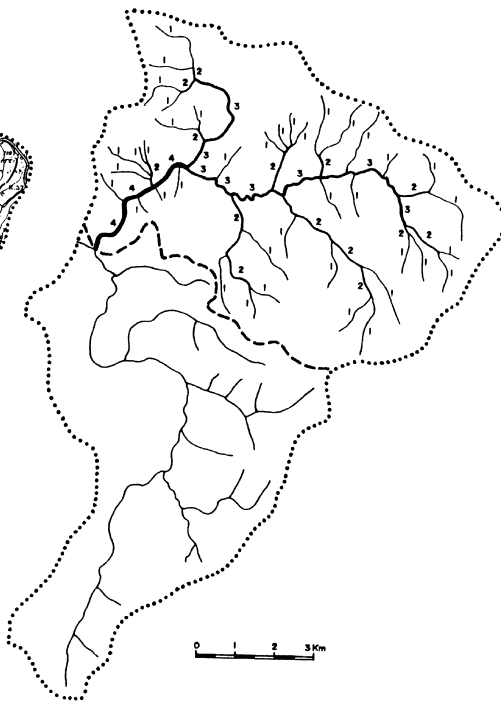


Figura 1.9 Carta del reticolo idrografico di un sottobacino del T. Dirillo derivata dal rilievo topografico 1:100 000.

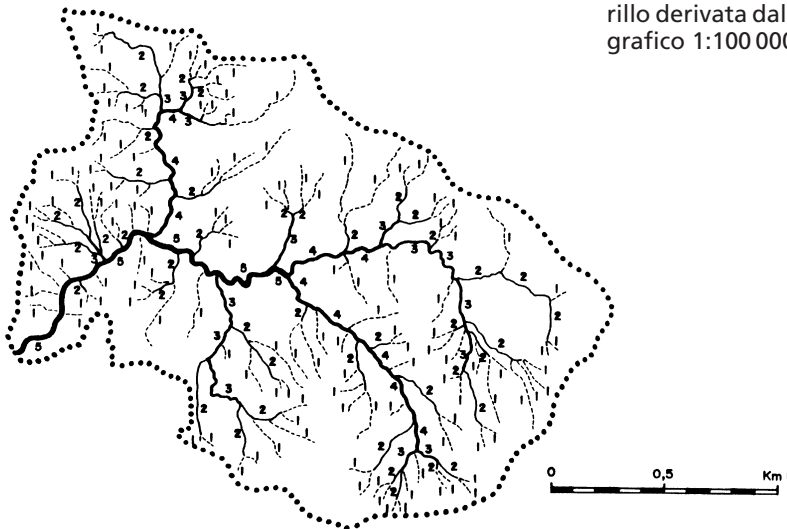


Figura 1.10 Carta del reticolo idrografico di un sottobacino del T. Dirillo derivata dal rilievo topografico 1:25 000.

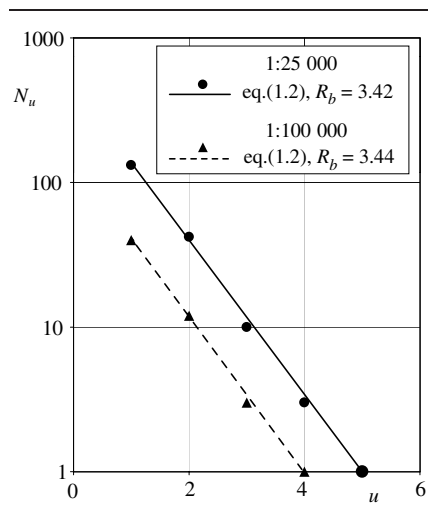


Figura 1.11 Relazione tra il numero di canali rilevati, il loro ordine u e la scala geografica prescelta.

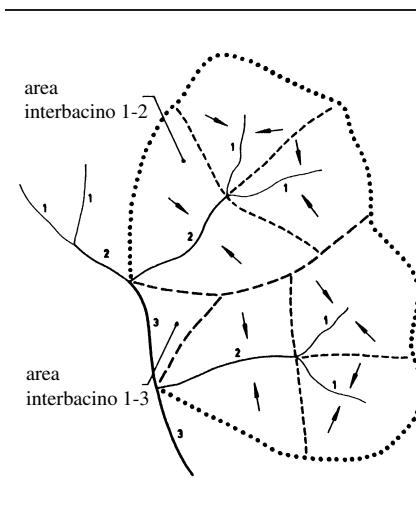


Figura 1.12 Scomposizione areale del bacino (da ^[33] ridisegnato).

1.2.3 Proprietà areali

La forma planimetrica del bacino condiziona alcuni fenomeni idrologici che in esso si verificano come, per esempio, i tempi di trasferimento delle gocce di pioggia cadute sul bacino.

Con riferimento allo schema della Figura 1.12, il bacino è stato suddiviso in maniera da individuare le aree di alimentazione per ciascun segmento di assegnato ordine u . In particolare i segmenti del secondo ordine raccolgono oltre i deflussi convogliati dai segmenti di primo ordine, di cui sono definite nella figura le aree di alimentazione, anche le acque provenienti dalle aree di interbacino 1-2. Schumm ^[27] ha definito il seguente rapporto delle aree R_a :

$$R_a = \frac{A_{u+1}}{A_u} \quad (1.11)$$

avendo indicato con A_u l'area media drenata dal segmento di ordine u . Schumm ^[27] ha proposto la seguente legge:

In un bacino idrografico le aree medie di drenaggio dei segmenti di vario ordine si dispongono secondo una progressione geometrica con primo termine pari all'area media drenata dai segmenti del primo ordine e con ragione pari al rapporto delle aree

che è espressa dalla seguente relazione [22]:

$$A_u = A_1 R_a^{u-1} \quad (1.12)$$

Per caratterizzare la forma di un bacino sono stati proposti diversi indici di forma che generalmente confrontano il *bacino reale* con un *cerchio* di pari superficie o di pari perimetro.

Horton ha proposto il seguente indice di forma R_k :

$$R_k = \frac{A}{L^2} \quad (1.13)$$

avendo indicato con A l'area del bacino in esame e con L la lunghezza massima dell'asta principale (dalla sezione di chiusura al punto sorgente più distante da essa).

Un altro fattore di forma molto usato è il seguente:

$$R_k = \frac{0.89L}{\sqrt{A}} \quad (1.14)$$

ottenuto dal rapporto tra la lunghezza L dell'asta principale e il diametro del cerchio avente la stessa superficie del bacino. Gravelius ha invece proposto la seguente espressione del fattore di forma, denominato anche *indice di compattezza del bacino*:

$$R_k = \frac{0.28P}{\sqrt{A}} \quad (1.15)$$

che rappresenta il rapporto fra il perimetro P del bacino e la circonferenza del cerchio avente una superficie pari a quella A del bacino. Gli indici di forma (1.14) e (1.15) assumono valori tanto più prossimi all'unità quanto più raccolta, o rotondeggiante, è la forma del bacino; i valori dei due indici sono tanto più grandi di 1 quanto più allungata si presenta invece la forma del bacino.

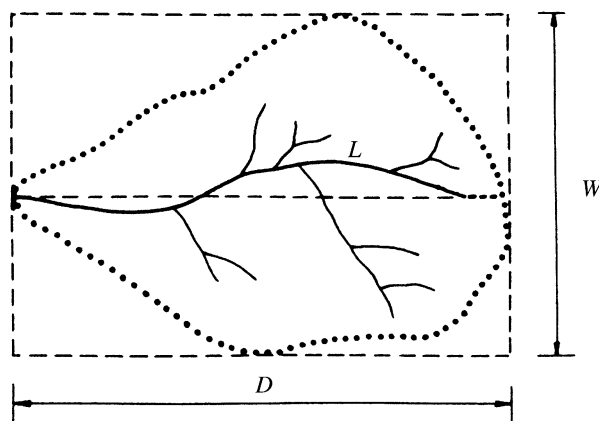


Figura 1.13 Dimensioni lineari caratteristiche di un bacino.

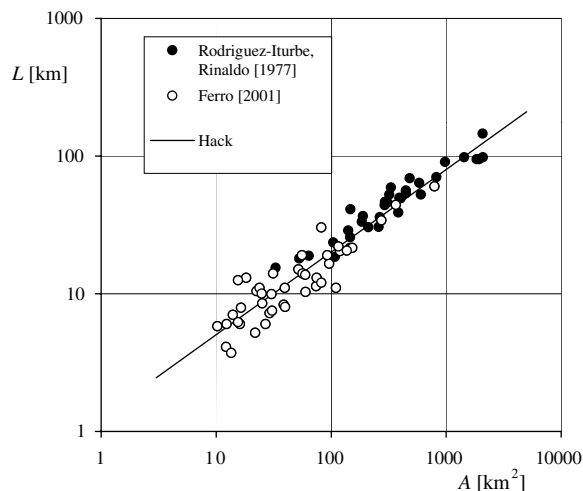


Figura 1.14 Legge di Hack.

Un bacino idrografico può essere considerato un sistema anisotropo ^[25] definibile mediante una lunghezza caratteristica D nella direzione del corso d'acqua (longitudinale), chiamata diametro del bacino, e una dimensione trasversale tipica denominata larghezza W (Figura 1.13). Tra diametro e larghezza si può stabilire una relazione avente la seguente forma matematica:

$$W \propto D^H \quad (1.16)$$

in cui H è un coefficiente, denominato esponente di Hurst, che può assumere valori minori o uguali all'unità: se $H = 1$ il bacino si dice autosimile se $H < 1$ viene denominato auto-affine ^[25].

Hack ^[35] stabilì empiricamente una legge morfometrica che descrive la relazione tra la lunghezza L del corso d'acqua, misurata fino all'estremità sullo spartiacque, e la superficie A del bacino:

$$L \propto A^h \quad (1.17)$$

in cui il coefficiente h è generalmente assunto pari a 0.6 (Figura 1.14) ^[23]. La legge di Hack descrive un effetto geometrico: l'area del bacino cresce più lentamente del quadrato della lunghezza del corso d'acqua principale; infatti dalla (1.17) per $h = 0.6$ si deduce $A/L^2 \propto A^{-0.2}$. In altri termini, i bacini idrografici diventano sempre più allungati all'aumentare della loro superficie A .

Secondo Willemin ^[35], dal punto di vista morfologico il risultato espresso dalla legge di Hack può essere spiegato ricorrendo a tre differenti processi:

- 1) al crescere di A aumenta la sinuosità (*sinuosity*) del corso d'acqua (cresce il rapporto L/D);
- 2) al crescere di A aumenta il rapporto tra la lunghezza e la larghezza del bacino (cresce il rapporto D/W) (*basin elongation*);

- 3) al crescere di A aumenta il numero di parti concave (*embayments*) nel perimetro del bacino (diminuisce la convessità del bacino o *basin convexity*) cioè aumenta l'effetto di "competizione" con i bacini limitrofi.

Pertanto la legge di Hack descriverebbe, al crescere della superficie, un bilancio fra cambiamenti nella forma del bacino (*elongation* e *convexity*) e mutamenti nella configurazione planimetrica del corso d'acqua (*channel sinuosity*). La dominanza di uno dei tre processi elencati non è ancora dimostrata e sembra piuttosto essere dipendente da fattori locali ^[35].

1.2.4 Proprietà del rilievo

Per completare l'informazione morfometrica è necessario stabilire la distribuzione delle aree elementari che compongono un bacino idrografico in relazione alla progressione delle curve di livello che delimitano le suddette aree. In altri termini occorre mettere in relazione le informazioni areali con le dimensioni verticali proprie del rilievo ^[21].

In particolare l'informazione altimetrica consente di determinare l'altitudine media del bacino, la pendenza media dei versanti e quella dell'asta principale, che sono tutte grandezze da cui dipendono le caratteristiche cinematiche della rete scolante.

Per valutare l'*altitudine media* del bacino si suddivide la sua superficie A in aree parziali A_j comprese tra due curve di livello e a ciascuna area A_j si assegna una quota media h_j pari alla media delle quote delle due curve di livello che la delimitano. L'altitudine media h_m del bacino è la media pesata delle quote medie h_j con peso la superficie parziale:

$$h_m = \frac{\sum h_j A_j}{\sum A_j} = \frac{\sum h_j A_j}{A} \quad (1.18)$$

L'altitudine media h_m è una quota riferita al livello del mare mentre l'altezza media H_m è riferita alla quota della sezione di chiusura. Tra l'altezza media e l'altitudine media sussiste pertanto la seguente relazione:

$$H_m = h_m - h_{\min} \quad (1.19)$$

in cui si è indicato con h_{\min} la quota della sezione di chiusura.

La determinazione dell'altezza media può essere semplificata costruendo la *curva ipsografica* (Figura 1.15) che fornisce la distribuzione delle superfici nelle diverse fasce altimetriche. Ogni punto della suddetta curva ha come ordinata un valore di quota h_i e come ascissa la superficie parziale del bacino A_i posta al di sopra della quota considerata. Ovviamente alla quota massima corrisponde una superficie nulla mentre, alla quota minima, che è quella della sezione di chiusura, corrisponde la superficie dell'intero bacino. L'area racchiusa dalla curva ipsografica e dagli assi coordinati, tenuto conto delle unità di misura utilizzate (le

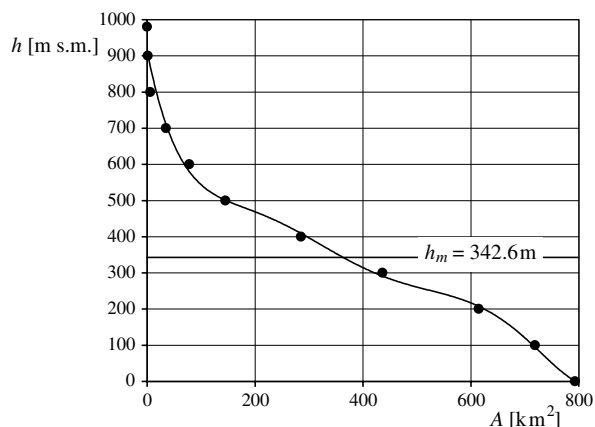


Figura 1.15 Esempio di curva ipsografica.

quote in m e le superfici in km²), rappresenta il volume del rilievo. La suddetta area rapportata alla superficie del bacino fornisce il valore dell'altitudine media.

La curva ipsografica può essere rappresentata anche in un diagramma adimensionale che riporta in ordinata la quota h_i rapportata al valore massimo h_{\max} e in ascissa la superficie A_i posta a quota maggiore o eguale a h_i rapportata alla superficie dell'intero bacino A (Figura 1.16) e in questo caso è denominata *ipsometrica*. Dall'andamento della curva della Figura 1.16 possono dedursi alcune informazioni sul grado di evoluzione del bacino. La curva a) rappresenta lo stadio *giovanile* (bacino in fase di erosione); la curva b) quello di *maturità* (condizioni di equilibrio) e la curva c) quello di *senilità* (fase monadnock, caratterizzata dalla presenza di colline isolate che costituiscono i resti di una originaria superficie sottoposta a erosione del rilievo).

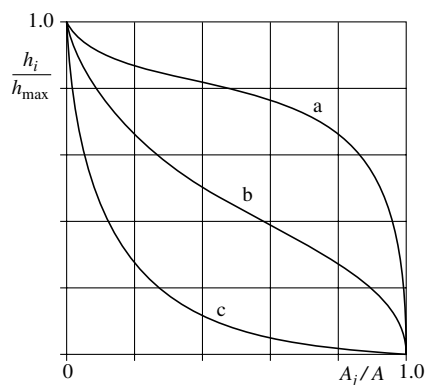


Figura 1.16 Differenti forme della curva ipsometrica di un bacino idrografico (da ^[22] ridisegnato).

La rappresentazione ipsometrica di un bacino idrografico consente, pertanto, di stimare lo stadio di *evoluzione volumetrica* raggiunto dal bacino in relazione a quello primigenio, che ha lo stesso sviluppo areale e il medesimo dislivello (Figura 1.17). Questa possibilità è offerta dall'integrale della curva ipsometrica, denominato *integrale ipsometrico*, il cui valore costituisce una valutazione del volume del bacino attualmente presente rispetto a quello teoricamente supposto originario. Valori dell'integrale ipsometrico superiori a 0.6, secondo quanto proposto da vari Autori [26], sarebbero caratteristici dello stadio giovanile, mentre i valori minori di 0.4 sono tipici dello stadio senile. A valori intermedi a quelli citati corrispondono invece situazioni di equilibrio.

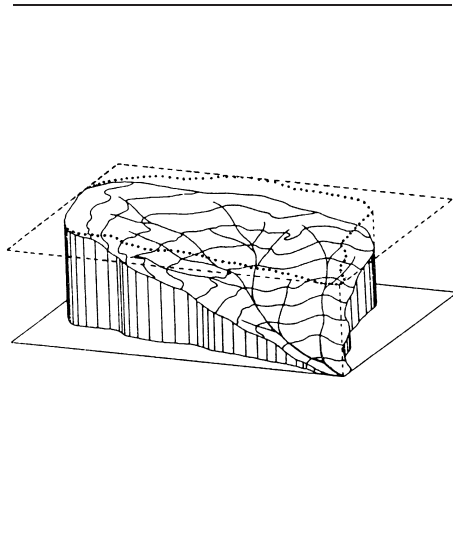


Figura 1.17 Rappresentazione schematica dello stadio evolutivo di un'unità idrografica (da [26] ridisegnato).

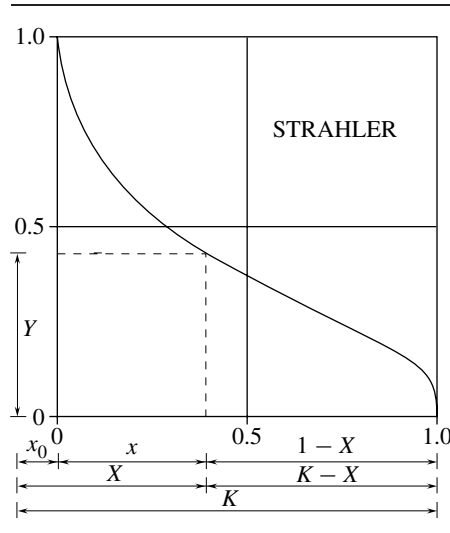


Figura 1.18 Curva ipsografica secondo Strahler (da [26] ridisegnato).

La rappresentazione analitica più conosciuta della curva ipsometrica è quella di Strahler (Figura 1.18) [18,c126]:

$$Y = \left(\frac{1-x}{x+x_0} x_0 \right)^z = \left(\frac{K-X}{X} \frac{x_0}{K-x_0} \right)^z \quad (1.20)$$

in cui $x = A_i/A$ e $Y = (h_i - h_{\min})/h_i$, x_0 è il termine di traslazione delle ascisse e ad esso corrisponde per $x = 0$ il rapporto di quota $Y = 1$, $X = x + x_0$ e $K = 1 + x_0$. L'Equazione di Strahler è caratterizzata dai due parametri x_0 e z ; la stima di z viene effettuata, per prefissato valore di x_0 , con il metodo dei minimi quadrati. Al valore ottimale di x_0 , e quindi alla corrispondente stima di z , compete il valore minimo dell'errore standard della stima di Y .

Recentemente Rossetti ^[26] ha proposto la seguente espressione analitica della curva ipsometrica la cui rappresentazione grafica è riportata nella Figura 1.19:

$$x = \frac{K(1+x_0)}{1+x_0+x_1\left(\frac{K}{x_0x_1}+1\right)^Y} - x_0 \quad (1.21)$$

in cui x_1 è un altro termine di traslazione delle ascisse. Le verifiche condotte da Rossetti ^[26] hanno dimostrato che la (1.21), pur essendo caratterizzata dai due parametri x_0 e x_1 che devono essere stimati separatamente, presenta rispetto alla (1.20) un valore più contenuto dell'errore standard della stima di Y .

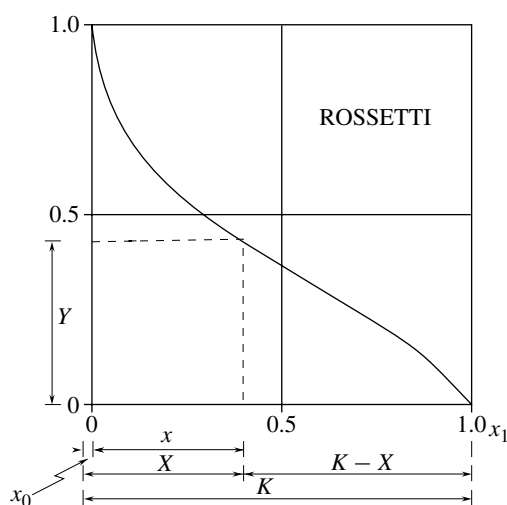


Figura 1.19 Curva ipsografica secondo Rossetti (da [26] ridisegnato).

La pendenza media dei versanti, che condiziona il valore della velocità di ruscellamento, può essere determinata con un procedimento semplice anche se piuttosto laborioso.

Indichiamo con e l'equidistanza delle isoipse su una carta a curve di livello, con d_i la larghezza media della banda delimitata da due generiche isoipse contigue di quota i e $i+1$, con l_i la lunghezza della striscia i -esima, con $A_i = d_i l_i$ l'area della striscia i -esima e con $p_i = e/d_i$ la pendenza media della striscia i -esima. La pendenza media i_m del bacino è pari alla media ponderale delle pendenze delle singole bande individuate sulla carta:

$$i_m = \frac{\sum p_i A_i}{A} = \frac{\sum \frac{e}{d_i} A_i \frac{l_i}{l_i}}{A} = e \frac{\sum l_i}{A} \quad (1.22)$$

Questa metodologia presuppone delle onerose operazioni manuali che possono essere evitate qualora si faccia uso di tecniche, descritte in dettaglio nel prossimo paragrafo, di rappresentazione digitale della struttura orografica del bacino.

Per ciascun segmento del reticolo idrografico può essere calcolata la sua pendenza I mediante il rapporto tra la differenza di quota dei suoi punti estremi e la sua lunghezza misurata, nelle medesime unità di misura del dislivello, in proiezione orizzontale.

Indicando con I_u la pendenza media dei segmenti di ordine u , si può definire il rapporto delle pendenze R_I tra le pendenze medie dei segmenti di due ordini adiacenti u e $u + 1$:

$$R_I = \frac{I_{u+1}}{I_u} \tag{1.23}$$

Tra le pendenze dei segmenti fluviali e il loro ordine sussiste la seguente relazione:

$$I_u = I_1 R_I^{(u-1)} \tag{1.24}$$

L'Equazione (1.24) esprime la seguente regola nota come *Terza Legge di Horton* o *Legge delle pendenze dei corsi d'acqua*:

In un corso d'acqua le pendenze medie dei segmenti idrografici di ordine successivo si dispongono secondo una progressione geometrica con primo termine pari alla pendenza media dei segmenti del primo ordine e con ragione pari al rapporto di pendenza.

Esempio 1.2 Per il bacino idrografico della Figura 1.8, avente una superficie di 110.6 km², sono state misurate le aree parziali A_j comprese tra due successive curve di livello, secondo gli intervalli elencati nella Tabella 1.4. Sulla base dei suddetti dati, calcolare l'altitudine media, costruire la curva ipsografica e determinare il valore dell'integrale ipsometrico.

Tabella 1.4 Informazioni altimetriche relative al bacino della Figura 1.8.

Intervallo Isoipse	A_j [km ²]	h_j [m s.m.]	A_i [km ²]	h_i [m s.m.]	A_i/A	h_i/h_{\max}
900-980	1.3	940	0	980	0	1.0000
800-900	4.7	850	1.3	900	0.0117	0.9184
700-800	22.5	750	6.0	800	0.0542	0.8163
600-700	29.4	650	28.5	700	0.2577	0.7143
500-600	30.2	550	57.9	600	0.5235	0.6122
400-500	20.6	450	88.1	500	0.7965	0.5102
350-400	1.9	375	108.7	400	0.9828	0.4002
			110.6	350	1.0000	0.3571

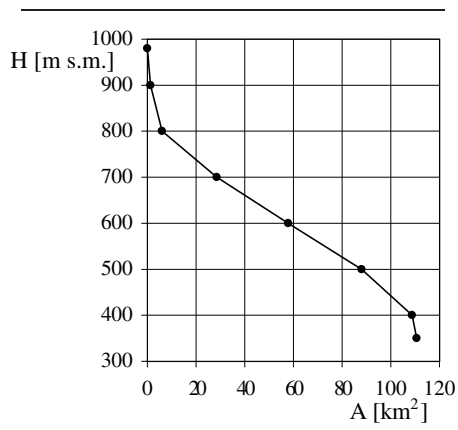


Figura 1.20 Curva ipsografica del bacino della Figura 1.8.

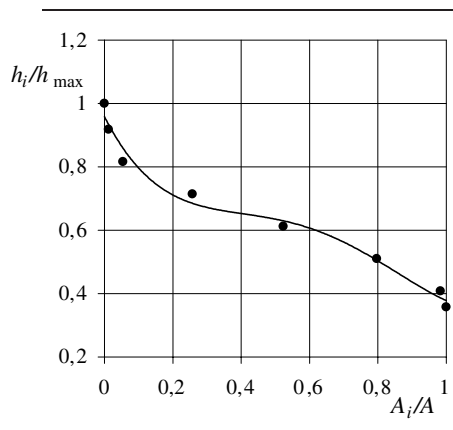


Figura 1.21 Curva ipsometrica del bacino della Figura 1.8.

La determinazione dell'altitudine media si conduce applicando l'Equazione (1.18) e attribuendo a ciascuna area parziale A_j (seconda colonna della Tabella 1.4) una quota h_j pari alla media delle quote delle due isoipse che delimitano ciascuna area parziale (terza colonna della Tabella 1.4):

$$h_m = \frac{940 \cdot 1.3 + 850 \cdot 4.7 + 750 \cdot 22.5 + 650 \cdot 29.4 + 550 \cdot 30.2 + 450 \cdot 20.6 + 375 \cdot 1.9}{110.6} = 613 \text{ m s.m.}$$

La costruzione della curva ipsografica richiede la determinazione della superficie A_i localizzata al di sopra di una prefissata quota h_i (quarta colonna della Tabella 1.4), per esempio, la superficie localizzata al di sopra di una quota h_i pari a 800 m s.m. è $1.3 + 4.7 = 6 \text{ km}^2$. Nella quarta e nella quinta colonna della Tabella 1.4 sono riportate le coppie A_i, h_i che permettono la costruzione della curva ipsografica della Figura 1.20. Il calcolo dell'integrale ipsometrico presuppone la determinazione, a partire dai valori misurati di A_i e h_i , dei rapporti A_i/A e h_i/h_{\max} , essendo h_{\max} la quota massima pari a 980 m s.m. (Vedi sesta e settima colonna della Tabella 1.4). Ipotizzando una variazione lineare dei rapporti h_i/h_{\max} , l'integrale ipsometrico I_p può essere calcolato con la seguente relazione:

$$I_p = 0.5(0.0117 - 0)(1 + 0.9184) + 0.5(0.0542 - 0.0117)(0.8163 + 0.9184) + \dots + 0.5(1 - 0.9828)(0.3571 + 0.4002) = 0.6255$$

In alternativa ai punti della curva ipsometrica $x = A_i/A$ e $y = h_i/h_{\max}$ della Figura 1.21, può essere applicata la seguente equazione polinomiale:

$$y = 0.9587 + 2.7539x^4 - 6.9700x^3 + 5.7683x^2 - 2.1330x$$

che integrata fornisce il seguente integrale ipsometrico:

$$I_p = 0.9587x + \frac{2.7539}{5}x^5 - \frac{6.9700}{4}x^4 + \frac{5.7683}{3}x^3 - \frac{2.1330}{2}x^2 \Big|_0^1 = 0.9587 + \frac{2.7539}{5} - \frac{6.9700}{4} + \frac{5.7683}{3} - \frac{2.1330}{2} = 0.6255$$

1.3 Rappresentazione digitale dell'orografia e metodi di acquisizione del reticolo

L'individuazione del reticolo idrografico può essere effettuata con diverse metodologie quali l'utilizzazione dei tradizionali supporti cartografici, di rilievi aereofotogrammetrici, di sopralluoghi diretti e di cartografia digitale.

Il metodo più semplice per l'individuazione della rete idrografica è quello di utilizzare la convenzionale cartografia cartacea su cui l'idrografia è tracciata mediante le cosiddette *blue lines*. Nella rappresentazione delle *blue lines* possono però essere omessi, in relazione alla scala di rappresentazione della carta, alcuni dei canali rilevati ^[7]. Per tale ragione è stato proposto di estendere le *blue lines* rappresentate fino alle inflessioni delle curve di livello (*contour crenulation methods*) ^[6] dato che le suddette inflessioni sono invece riportate anche se i canali vengono omessi. Il metodo si fonda sull'ipotesi che in ogni impluvio è sede di un canale mentre nella realtà possono presentarsi anche impluvi privi di canali ^[11].

Poiché il rilievo diretto della rete idrografica si presenta oneroso, specie per bacini di grande estensione, il rilievo aereofotogrammetrico permette di superare alcune difficoltà di ordine pratico (costi e tempi di realizzazione del rilievo diretto) anche se la qualità delle riprese, la effettiva disponibilità della ripresa aerea della zona di interesse e la presenza di copertura arborea sono tutti elementi che possono compromettere l'effettiva possibilità del rilevamento della rete idrografica con il suddetto metodo.

In tempi recenti si vanno sempre più diffondendo le tecniche di delimitazione del bacino idrografico e di identificazione della rete che si fondano sull'utilizzazione della cartografia numerica e la rappresentazione digitale della struttura orografica del bacino.

Le informazioni contenute in un convenzionale supporto cartaceo sono convertibili in formato numerico ottenendo un modello digitale del terreno (*Digital Terrain Model*, *DTM*) cioè un modello capace di rappresentare la variazione continua di una determinata variabile (pendenza, uso del suolo, geologia ecc.) per una superficie di interesse. Nel caso particolare in cui la variabile considerata sia la quota dei punti costituenti la superficie in esame il modello prende il nome di *DEM* (*Digital Elevation Model*) che, pertanto, deve essere considerato come un particolare *DTM*. La rappresentazione dei valori della variabile di interesse (quota, pendenza, esposizione ecc.) può essere effettuata facendo ricorso a un modello di tipo *vettoriale* o di tipo *raster*. Il modello vettoriale deriva generalmente da tecniche di acquisizione semiautomatica delle informazioni (per esempio, conversione della cartografia cartacea in numerica mediante digitalizzazione) e gli elementi cartografici vengono definiti con un insieme di punti di cui sono definite le coordinate mediante una terna numerica. Il modello *raster*, o cellulare, deriva generalmente da una procedura di scansione automatica e opera una suddivisione del territorio in celle regolari. Questo tipo di modello consente una rappresentazione di tipo matriciale e la struttura spaziale è deducibile considerando per ciascuna cella quelle ad essa adiacenti.

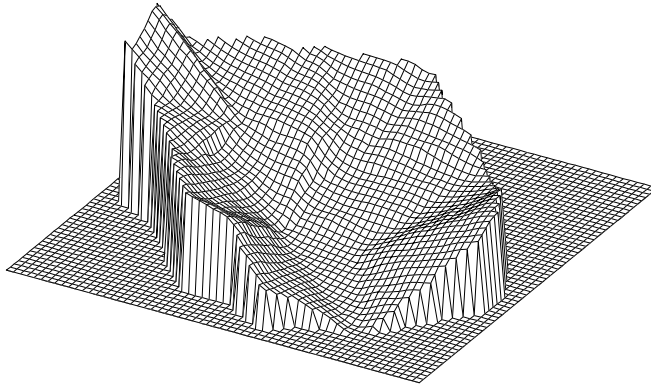


Figura 1.22 DTM di un bacino ottenuto mediante il modello a maglie quadre.

Per una superficie costituita da un certo insieme di punti di quota nota, distribuiti in maniera irregolare, la costruzione del DEM può essere effettuata sovrapponendo all'area una griglia a maglie quadre (Figura 1.22) e utilizzando una tecnica di

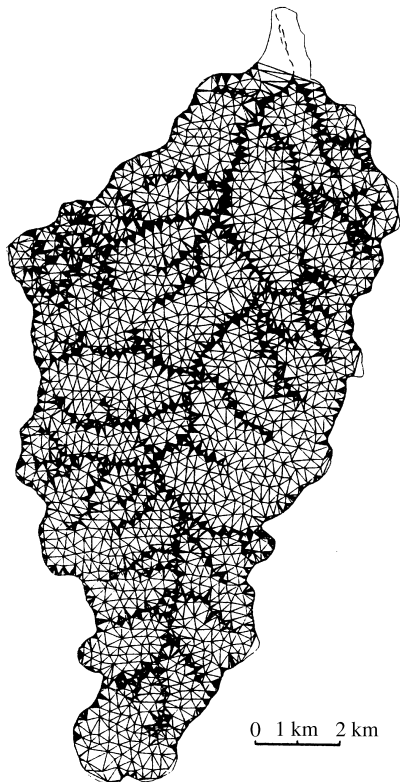


Figura 1.23 Rappresentazione planimetrica di un bacino con rete TIN sovrapposta.

interpolazione (per esempio, Kriging) per ottenere la matrice delle quote oppure usare un sistema di triangolazione (*Triangulated Irregular Network*, TIN) (Figura 1.23) che connette i punti di quota nota mediante maglie triangolari. La rete di triangoli viene realizzata utilizzando il criterio di Delauney che consiste nello scegliere per il punto prescelto gli altri due punti più vicini che consentano di realizzare un triangolo il più possibile equilatero.

Per il bacino in istudio, a partire da un DEM a maglie regolari si può procedere alla generazione del reticolo idrografico mediante una tecnica automatica capace di individuare la rete sia seguendo il processo di formazione del deflusso sia rispettando l'altimetria del territorio. In quest'ambito ha trovato frequente applicazione l'algoritmo di O'Challagan e Mark^[19] che definisce per ogni cella la direzione del deflusso sulla base della massima differenza di quota calcolata considerando le otto celle ad essa circostanti e che considera come cella appartenente al reticolo idrografico quella che drena a monte un'area superiore a un prefissato valore soglia.

I reticoli estratti secondo questa tecnica sono ovviamente dipendenti sia dalla dimensione della maglia adottata per costruire il DEM sia dal valore minimo di area drenata prescelto per etichettare una certa maglia come appartenente alla rete.

1.4 Rappresentazioni cartografiche dei corsi d'acqua

La redazione di un qualunque progetto di sistemazione idraulica di un tronco di un corso d'acqua presuppone l'impiego di alcune rappresentazioni cartografiche, in scala opportuna, al fine di descrivere i caratteri geometrici del corso d'acqua e di mostrare l'inserimento delle opere previste dal progetto stesso. Le rappresentazioni fondamentali sono la *corografia* del bacino idrografico (Figura 1.8) con l'indicazione del tronco oggetto degli interventi, la *planimetria* del tronco in esame con l'indicazione delle sezioni trasversali di interesse, le *sezioni trasversali*, e il *profilo longitudinale*.

La *planimetria* (Figura 1.24) rappresenta, in proiezione piana, il luogo oggetto degli interventi con una indicazione dell'altimetria che può essere del tipo a "curve di livello" o a "piano quotato" cioè con l'indicazione delle quote di alcuni punti (per esempio, asse alveo, piede della sponda, fasce rivierasche). La planimetria del tronco in esame, la cui scala dipende dal grado di dettaglio che si vuole ottenere nella rappresentazione (1:1000, 1:500, 1:200, 1:100, sono scale frequentemente utilizzate), deve riportare l'indicazione delle sezioni trasversali di interesse (variazione di direzione del corso d'acqua, allargamenti, restringimenti, inserimento di manufatti ecc.).

La *sezione trasversale* (Figura 1.25) riporta una linea ad andamento poligonale, che si ottiene collegando punti di quota e distanza nota, che rappresenta il suo contorno. Nella parte bassa della rappresentazione è posizionata, oltre alla scala del disegno, una fincatura che riporta, oltre all'orizzontale di riferi-

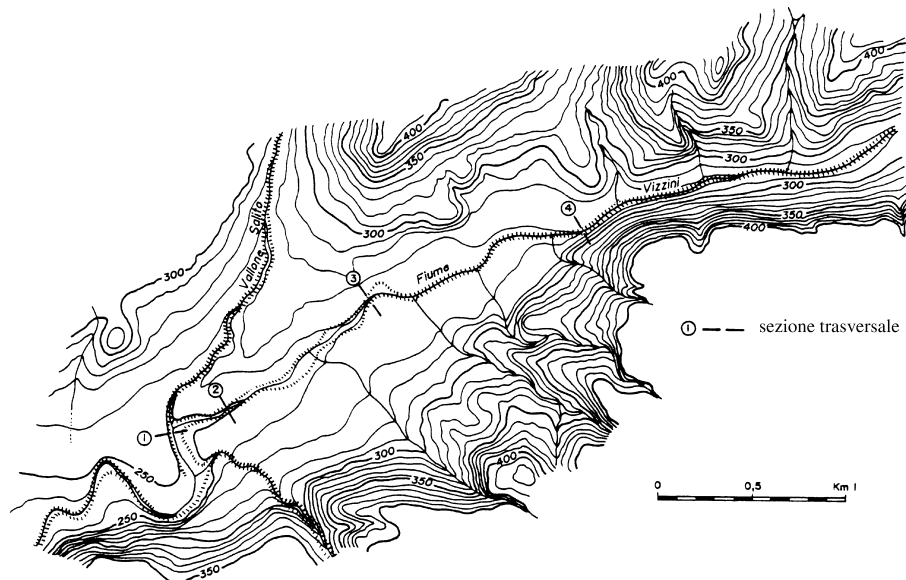


Figura 1.24 Planimetria di un tronco di un corso d'acqua.

mento, la quota del terreno nei diversi punti del contorno e la loro distanza relativa, la quota dei punti di progetto (nel caso sia previsto un intervento come per esempio, una risagomatura della sezione, un argine etc.). Nella sezione sono indicati anche alcuni elementi di interesse idraulico (destra e sinistra idrografica, punto più depresso della sezione, asse fiume, sommità arginale ecc.). Le sezioni trasversali sono disegnate guardando le sezioni stesse nel verso del moto (da monte verso valle) per cui la parte destra del disegno coincide con la destra idrografica.

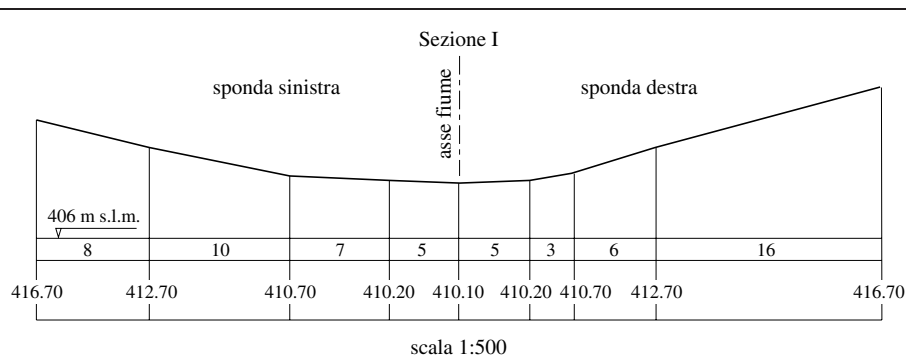


Figura 1.25 Sezione trasversale di un corso d'acqua.

Il *profilo longitudinale* è la linea congiungente i punti più depressi delle differenti sezioni trasversali e rappresenta il fondo alveo del corso d'acqua (linea di *thalweg*). Il profilo viene integrato con gli elementi geometrici e idraulici caratteristici del tronco in esame (Figura 1.26). Nella parte bassa è riportata una fincatura che, oltre alla quota del piano di riferimento, riporta l'indicazione e la numerazione dei picchetti (sezioni) prescelti per la realizzazione del profilo, la quota di fondo, la distanza parziale rispetto al picchetto precedente, la distanza progressiva del picchetto rispetto all'origine (primo picchetto del profilo). Se nel profilo sono inseriti i manufatti progettati viene anche indicata la quota di progetto.

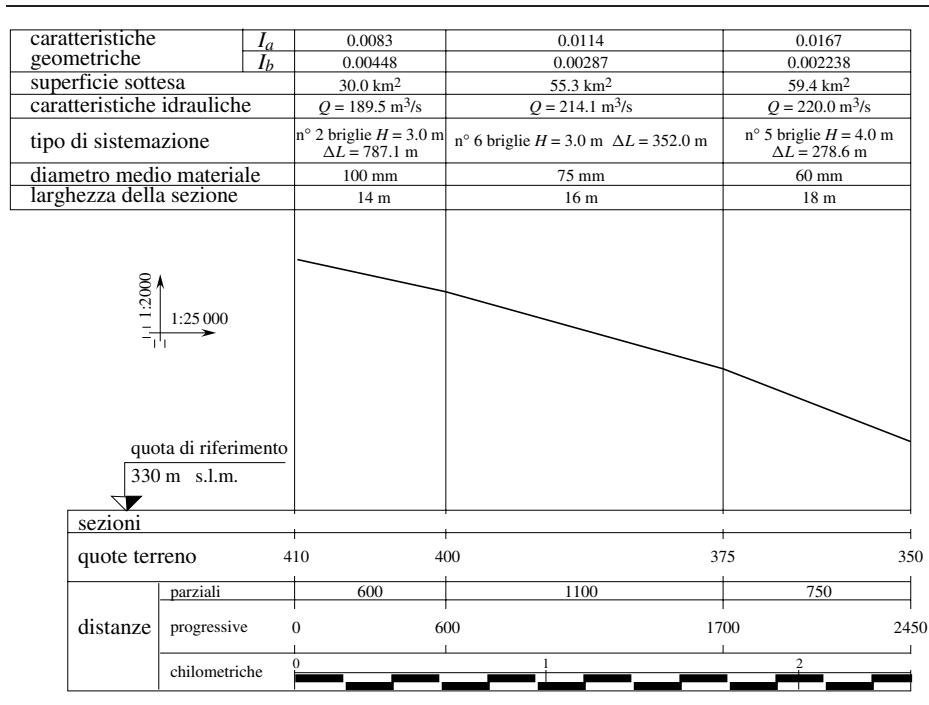


Figura 1.26 Profilo longitudinale di un tronco di un corso d'acqua.

Nella parte alta del profilo può essere disegnata una seconda fincatura dove riportare ulteriori caratteristiche geometriche del tratto (pendenza, superficie sottesa alla sezione terminale del tratto ecc.) e informazioni di tipo idraulico quali la portata di progetto, le caratteristiche della sezione tipo del tratto, il tipo di sistemazione adottata ecc.

Questo tipo di rappresentazione per essere leggibile deve essere effettuata utilizzando una scala differente per le ascisse (distanze) e per le ordinate (quote); trova impiego frequente una scala verticale pari a 1/10 della scala orizzontale.

1.5 Definizione di torrente e sua classificazione

Secondo una classificazione introdotta da Marzolo ^[15], i corsi d'acqua naturali vengono generalmente divisi in due grandi categorie: *torrenti* e *fiumi*.

Un *torrente* è un corso d'acqua caratterizzato da un bacino idrografico di modesta estensione, da una notevole pendenza del fondo alveo tanto che la corrente idrica defluisce spesso in condizioni di corrente veloce, da portate contenute, ma rapidamente variabili, con eventi di piena caratterizzati da portate al colmo elevate e da durate contenute, da materiale solido trasportato di notevole dimensione.

I *fiumi* hanno generalmente caratteristiche esattamente opposte a quelle prima descritte. Essi presentano bacini idrografici estesi e sono caratterizzati da una alimentazione idrica perenne e regolare, pendenze del fondo alveo contenute (di solito non superiori all'1‰) e materiale di trasporto a granulometria fine.

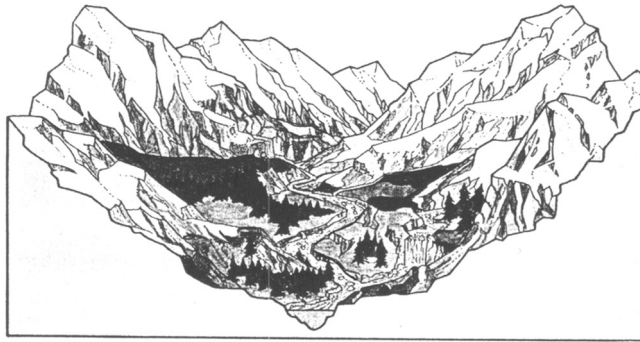
Gli interventi di sistemazione idraulica devono essere ideati e realizzati con riferimento all'unità territoriale "bacino idrografico". Pur nel rispetto di questa visione unitaria dei problemi, le differenze derivanti dai processi fisici in gioco e dalla specificità delle soluzioni progettuali e dei manufatti impiegati impongono la suddivisione del bacino, e del relativo corso d'acqua, in tre parti distinte (Figura 1.27) che si succedono da monte verso valle (tratto montano, medio-vallivo e vallivo).

Il *tratto montano* del bacino è quello caratterizzato dalle pendenze più elevate, a scala sia di versante sia di alveo, e in esso si formano, a seguito di rilevanti processi di erosione e di trasporto del materiale solido, i primi solchi della nascente rete idrografica che si presentano numerosi e incisi. La sezione fluviale nel tratto montano è generalmente stretta e profonda e il materiale solido presente in alveo ha dimensioni rilevanti (anche dell'ordine di molti centimetri o del metro). Il tratto montano del corso d'acqua ha, con riferimento alla classificazione già introdotta, caratteri spiccatamente torrentizi.

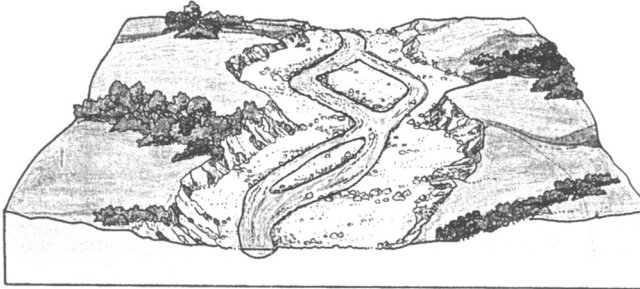
Il *tratto medio-vallivo* del bacino è caratterizzato da un alveo poco inciso, piuttosto ampio, spesso ramificato e con un andamento planimetrico variabile nel tempo. Il materiale solido proveniente da monte ha subito un'affinamento, legato proprio al trasporto, nelle dimensioni.

Il *tratto vallivo* del corso d'acqua risulta molto tortuoso, spesso con un tipico andamento meandriforme, ed è caratterizzato da valori contenuti della pendenza del fondo alveo (qualche per mille). La corrente determina spesso il deposito di parte del materiale solido, di dimensioni contenute, trasportato che tende a colmare una sezione fluviale in genere molto larga e poco profonda.

Il tratto intermedio e quello terminale del corso d'acqua sono quelli con "caratteristiche fluviali" e pertanto hanno un comportamento idraulico più regolare che indica una acquisita "maturità fluviale", imputabile all'azione mitigatrice sui deflussi liquidi e solidi già esercitata, lungo il percorso, dal bacino idrografico.



tratto montano



tratto medio-vallivo



tratto vallivo

Figura 1.27 Schematizzazione dei vari tratti di un corso d'acqua (da ^[14] ridisegnato).

Il torrente attraversa diversi stadi evolutivi e, esaurita la fase giovanile, si compone di tre parti (Figura 1.28): (a) il bacino di alimentazione; (b) l'alveo principale; (c) il cono di deiezione. La zona di produzione dei materiali solidi (a) è soggetta a processi di erosione idrica di tipo sia laminare sia incanalata. I materiali erosi provenienti dai versanti sono trasportati verso valle dalla corrente e vanno a sommarsi a quelli prelevati dalla corrente stessa per escavazione sul fondo e per erosione delle sponde dell'alveo (b). I prodotti dell'erosione vengono in parte anche depositati lungo l'alveo a causa di rallentamenti della corrente, provocati per esempio, da diminuzioni della pendenza del fondo o allargamenti della sezione, e la frazione che raggiunge la zona di accumulo (c) può essere trattenuta o allontanata verso il recapito finale (fiume, lago, mare).

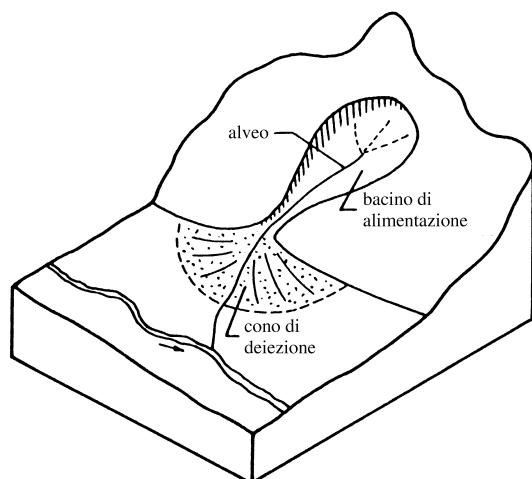


Figura 1.28 Conoide di deiezione allo sbocco di un'asta torrentizia.

Secondo Puglisi ^[20] le principali *azioni geodinamiche* che danno luogo al trasporto solido e di cui occorre tenere conto per meglio specificare una classificazione dei torrenti, sono le seguenti:

- 1) caduta di detriti da rocce poste al di sopra del limite della vegetazione;
- 2) erosione del suolo e disgregazione di rocce prive di copertura vegetale;
- 3) scavo del letto del torrente;
- 4) franamento dei versanti.

Una delle prime classificazioni dei torrenti, introdotta in Italia dal de Horatiis, è quella *francese* che distingue i torrenti mediante l'indicazione della provenienza del materiale solido trasportato dalla corrente. In accordo a questa classificazione i torrenti sono raggruppati in tre categorie:

- *di trasporto*, in cui prevalgono le azioni geodinamiche di tipo 1 e 2;
- *di scavo*, se prevalgono le azioni 3 e 4;
- *di tipo misto*, quando tutte le azioni geodinamiche sono compresenti e i loro effetti si sovrappongono in vario modo.

I *torrenti di trasporto* sono quelli nei quali l'apporto solido proveniente dai versanti è tanto rilevante che la corrente liquida è appena in grado di trasportare questo materiale solido verso valle, senza provocare scavi nel letto del torrente. Il fondo alveo dei torrenti di trasporto tende pertanto ad alzarsi, se si verificano dei depositi in alveo, o comunque a *non abbassarsi* se la corrente riesce a trasportare verso valle *tutto* l'apporto solido proveniente dalle pendici.

I *torrenti di scavo* sono invece quelli nei quali la corrente ha un contenuto energetico sufficiente a trasportare non solo il materiale solido proveniente dall'erosione dei versanti ma anche a prelevare particelle solide dal fondo e dalle sponde dell'alveo.

La *classificazione italiana* considera i seguenti tre tipi di torrenti:

- torrenti *alpini*, nei quali si verificano erosioni nella parte superiore del bacino, trasporto dei materiali erosi e loro deposito nella zona inferiore;
- torrenti *da disfacimento*, nei quali si ha disgregazione di rocce nella parte superiore del bacino, trasporto verso valle e colmamento nella zona inferiore;
- torrenti *calanchivi*, nei quali si verificano erosione e trasporto ma manca la sedimentazione nel tratto terminale del torrente.

La *classificazione tedesca*, invece, raggruppa i torrenti in relazione alla regione di appartenenza e li distingue in torrenti di *alta* montagna, *media* montagna e *bassa* montagna.

Una recente classificazione introdotta da Puglisi ^[20] distingue i torrenti in otto classi:

1. torrenti di tipo alpino;
2. torrenti à clappes;
3. torrenti da disfacimento;
4. torrenti calanchivi;
5. torrenti calcarei;
6. torrenti del flysch-calcare;
7. torrenti delle argille varicolori;
8. altri tipi.

I torrenti di *tipo alpino* sono quelli di scavo di alta e media montagna, in essi si manifestano intensi fenomeni di erosione del fondo alveo e franamenti delle pendici. La loro sistemazione richiede interventi di stabilizzazione delle pendici e dell'alveo, prevenzione delle frane e una sistemazione del cono di deiezione nel quale il torrente tende a scavare per effetto della riduzione degli apporti solidi di monte.

I torrenti à *clappes* sono torrenti di trasporto di alta montagna frequenti nel sistema alpino. Il trasporto solido assume spesso i caratteri di una *lava torrentizia* o *debris flow*, cioè di una corrente in cui la componente solida, assieme ai tronchi e i rami, prevale su quella liquida.

I *torrenti da disfacimento* sono torrenti di collina e media montagna, costituiti da una *zona di formazione*, in cui si verificano intensi processi di erosione idrica che producono un disfacimento delle rocce presenti in loco, da un *alveo torrentizio* in cui muovono i prodotti del disfacimento convogliati dalla corrente liquida e da una estesa *zona di sedimentazione*. A questa classe appartengono le *fiumare calabre*, si tratta di torrenti con sbocco al mare e alto bacino in rocce filladiche, scistose e comunque alterabili e disgregabili. Sono corsi d'acqua a regime estremamente torrentizio che divagano continuamente nelle alluvioni, che essi stessi depositano, senza giungere a incidervi uno stabile alveo di magra.

I *torrenti calanchivi* sono corsi d'acqua delle zone collinari. All'intensa erosione che si manifesta nella parte superiore del bacino e al trasporto dei materiali prelevati, non segue la formazione di una zona di colmamento. In altri termini non si ha la formazione di un cono di deiezione perché i materiali trasportati sono granulometricamente fini.

I torrenti *calcarei* sono spesso originati da fagliature delle formazioni carbonatiche. Le precipitazioni più modeste si infiltrano in queste rocce fessurate e provocano distacchi di materiali. I blocchi prodotti dalla disgregazione delle rocce rimangono sulle pendici su cui sono stati prodotti o sono trasportati, da piogge più intense, nei burroni che solcano le formazioni calcaree. Le precipitazioni più intense sono responsabili del trasporto dei materiali accumulatisi nelle pendici o nei burroni tra un evento e l'altro.

I torrenti *del flysch-calcare* sono frequenti nelle zone appenniniche e anche dell'appennino lucano, dove l'ossatura calcarea è ricoperta lateralmente da coltri flyschoidi. Queste formazioni sedimentarie, rimaneggiate, sono facilmente disgregabili e sede di intensa erosione.

I torrenti *delle argille varicolori* sono corsi d'acqua che solcano pendici costituite da argille varicolori. Queste tendono a fratturarsi in scaglie piccolissime favorendo processi di infiltrazione e plasticizzazione che ne rendono sempre più scadenti le proprietà meccaniche. Il torrente si presenta poco incassato, con pendici laterali svasate e continuamente modellate da fenomeni franosi.

Nella categoria *altri tipi* Puglisi^[20] ha incluso, infine, tutti i tipi di torrenti ancora oggetto di studio e non facilmente riconducibili in una delle precedenti classi, come per esempio, i torrenti friulani carsici e quelli delle formazioni gessose.

Bibliografia

- [1] Agnese C., D'Asaro F. (1987), *Connessioni tra struttura morfologica del reticolo idrografico, scala di rappresentazione e fenomenologia idrologica*, "Leggi morfologiche e loro verifica di campo", BIOS, Cosenza, 173-193.
- [2] Band L.E. (1986), *Topographic partition of watersheds with digital elevation models*, "Water Resources Research", 22, 15-24.
- [3] Band L.E. (1993), *Extraction of channel networks and topographic parameters from digital elevation data*, in: *Channel Network Hydrology*, eds. K. Beven, M.J. Kirkby, John Wiley & Sons, 13-42.
- [4] Benini G. (1974), *Sistemazioni Idraulico-Forestali*, CLEUP, Padova.
- [5] Benini G. (1986), *Il trasporto solido: conoscenza fondamentale per la correzione del torrente*, "L'Italia Forestale e Montana", Anno XLI, 5, 301-320.
- [6] Bischetti G.B., Gandolfi C. (1994), *Riconoscimento della rete di drenaggio per la parametrizzazione dei modelli geomorfologici della risposta idrologica: casi studiati*, "Idrotecnica", 3, 117-124.
- [7] Chorley R.J., Dale P.F. (1972), *Cartographic problems in stream channel delineation*, "Cartography", Vol. 7, 150-162.
- [8] Civita M., de Riso R., Lucini P. (1980), *Geomorfologia*, in: F. Ippolito, P. Nicotera, P. Lucini, M. Civita, R. de Riso, *Geologia tecnica per ingegneri e geologi*, ISEDI, 55-74.
- [9] De Horatiis M. (1930), *Istituzioni di Idronomia Montana*, "Tipografia Ricci", Firenze.

- [10] Fairfield J., Leymarie P. (1991), *Drainage networks from grid digital elevation models*, "Water Resources Research", 27,5, 709-717.
- [11] Gregory K.J. (1966), *Dry valleys and the composition of the drainage net*, "Journal of Hydrology", 4, 327-340.
- [12] Horton R.E. (1932), *Drainage basin characteristics*, "American Geophysical Union Trans.", 14, 446-460.
- [13] Horton R.E. (1945), *Erosional development of streams and their drainage basin: hydrophysical approach to quantitative morphology*, "Geol. Soc. Amer. Bull.", 56, 275-370.
- [14] Maccaferri (1981), *Gabbioni*, "Documentazione Tecnica", Bologna.
- [15] Marzolo F. (1963), *Costruzioni Idrauliche*, CEDAM, Padova.
- [16] Melton M.A. (1957), *An analysis of the relation among elements of climate, surface, properties and geomorphology*, "Off. Nav. Res. (U.S.) Geograr. Branch.", Project 389-042, Tech. Report 11.
- [17] Montgomery D.R., Dietrich W.E. (1989), *Source areas, drainage density and channel initiation*, "Water Resources Research", 25, 1907-1918.
- [18] Mosetti F. (1979), *Fondamenti di Oceanologia e Idrologia*, UTET, Torino.
- [19] O'Challagan J.F., Mark D.M. (1984), *The extraction of drainage network from digital elevation data*, "Computer Vision, Graphics and Image Processing", 28, 323-344.
- [20] Puglisi S. (1977), *Caratteri degli interventi di sistemazione idraulico-forestale*, in: U. Bagnaresi, A. Suggelli, S. Puglisi, *La sistemazione del suolo nei territori montani*, Edagricole, 29-45.
- [21] Puglisi S. (1982), *Modello geometrico del bacino idrografico*, "Quaderni di Idronomia Montana", 1, 57-68.
- [22] Puglisi S. (1986), *Appunti di Morfometria*, "Atti del XXIII Corso di Cultura in Ecologia, Sezione Selvicoltura, Ecologia e Pianificazione", Università degli Studi di Padova, San Vito di Cadore 8-13 Settembre.
- [23] Rigon R., Rodriguez-Iturbe I., Maritan A., Giacometti A., Tarboton D.G., Rinaldo A. (1996), *On Hack's law*, "Water Resources Research", 32 (11), 3367-3374.
- [24] Rodriguez-Iturbe I., Gonzales-Sanabria M., Bras R.L. (1982), *A geomorphoclimatic theory of the instantaneous unit hydrograph*, "Water Resources Research", 18 (4), 877-886.
- [25] Rodriguez-Iturbe I., Rinaldo A. (1997), *Fractal River Basins*, Cambridge University Press, New York.
- [26] Rossetti G. (1985), *Procedimento analitico per la rappresentazione della curva ipsometrica dei bacini idrografici*, "Idrotecnica", 1, 5-12.
- [27] Schumm S.A. (1956), *Evolution of drainage systems and slopes in badlands at Perth Amboy, New Jersey*, "Geological Society American Bulletin", 67.
- [28] Shreve R.L. (1966), *Statistical law of stream numbers*, "Journal of Geology", 74, 17-37.
- [29] Shreve R.L. (1967), *Infinite topologically random channel networks*, "Journal of Geology", 75, 178-186.

- [30] Shreve R.L. (1974), *Variation of main stream length with basin area in river networks*, "Water Resources Research", 10 (6), 1167-1177.
- [31] Strahler A.N. (1952), *Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography*, "Geological Society American Bulletin", 63, 1117-1142.
- [32] Strahler A.N. (1964), *Quantitative geomorphology of drainage basins and channel networks*, in: V.T. Chow, *Handbook of Applied Hydrology*, Section 4, Mac Graw-Hill, New York.
- [33] Strahler A.N. (1984), *Geografia Fisica*, Piccin, Padova.
- [34] Strahler A., Strahler A. (1997), *Physical Geography*, John Wiley & Sons, New York.
- [35] Willemin J.H. (2000), *Hack's law: Sinuosity, Convexity, Elongation*, "Water Resources Research", 36 (11), 3365-3374.