

Paolo Madonia

Gli ambienti di forra

Parte prima: elementi di geologia ed idrologia

Maggio 2006



INDICE

1. GOLE E TORRENTI A LETTO ROCCIOSO: DEFINIZIONE IDRAULICA E GEOMORFOLOGICA DEL TERRENO DI GIOCO.	Pag. 2
2. COME SI FORMANO LE GOLE	Pag. 4
3. COME SI FORMANO SALTI, TOBOGAN E MARMITTE	Pag. 8
4. LE GOLE DI ORIGINE EOLICA	Pag. 13
5. VALUTAZIONE DELLE PORTATE ATTESE IN FORRA	Pag. 15
<u>5.1 Il bilancio idrologico</u>	Pag. 15
<u>5.2 Valutazione areale dei bacini di alimentazione e calcolo delle portate in forra</u>	Pag. 18
<u>5.3 Organizzazione del reticolo idrografico e tempi di corrivazione</u>	Pag. 20

1. GOLE E TORRENTI A LETTO ROCCIOSO: DEFINIZIONE IDRAULICA E GEOMORFOLOGICA DEL TERRENO DI GIOCO.

Dal punto di vista idraulico tutti sono più o meno d'accordo nel definire il campo di azione del torrentismo: torrenti la cui portata consente, ad eccezione di piccoli tratti, la progressione in corrente senza fare uso di mezzi natanti di qualsivoglia genere. Se si supera questo limite si passa al campo di hydrospeed, rafting, kayak fluviale, etc.

Dal punto di vista morfologico invece la questione è più controversa. Esistono infatti gole propriamente dette dal punto di vista geomorfologico (Fig.1), che però presentano un fondo piatto e percorribile a livello escursionistico, così come valli assolutamente aperte, che morfologicamente non possono assolutamente essere definite “gole”, il cui fondo presenta però forme come marmitte e cascate (Fig.2), superabili esclusivamente con tecniche proprie del torrentismo.

Queste ultime prendono il nome di “aste fluviali a letto roccioso”, traduzione del più semplice ed elegante termine inglese “bedrock channel”; si tratta di aste fluviali in cui la morfologia del letto non viene determinata dai fenomeni di deposizione ed erosione di sedimenti sciolti (Fig.3), ma dalla presenza del letto roccioso a contatto con l'acqua corrente, solo occasionalmente coperto da sedimenti trasportati dall'acqua.



Figura 1: Gola a fondo piatto (Shagher Daghleh, Giordania)



Figura 2: Torrente a letto roccioso (bedrock channel): Fosso delle Barche, Monti della Laga(RI).



Figura 3: Torrente con deposizione di sedimenti fluviali sciolti (Isola di Vulcano, ME)

La situazione ideale è quella di una gola a fondo roccioso (Fig.4), nella quale coabitano le pareti verticali o sub-verticali e le forme che rendono appunto divertente ai più la progressione torrentistica, come marmitte e cascate. Questa dunque sarebbe la tipologia morfologica (o morfotipo, per usare un termine propriamente geomorfologico) alla quale si può senza ombra di dubbio attribuire la pratica del torrentismo. Le gole a fondo piatto, come vedremo meglio in seguito, qualora presentino i segni dell'azione erosiva del vento, possono presentare difficoltà di progressione che le accomunano ai meandri presenti in grotta, e quindi essere sicuramente di interesse sportivo.

I torrenti a letto roccioso sono sicuramente di interesse sportivo, ma non possono essere chiamati gole in nessun caso.



Figura 4: Gola a fondo roccioso (Val Clusa, Parco Dolomiti Bellunesi)

2. COME SI FORMANO LE GOLE

Per capire come si forma una gola possiamo partire dalla sua definizione geomorfologia classica: *“tratto di asta fluviale in cui l’erosione di fondo prevale su quella laterale”*.

Che vuol dire, tradotto in parole povere?

Supponiamo (Fig.5) di partire da due diverse situazioni, nelle quali un ruscello scorre su un pendio inizialmente regolare ed uniforme.

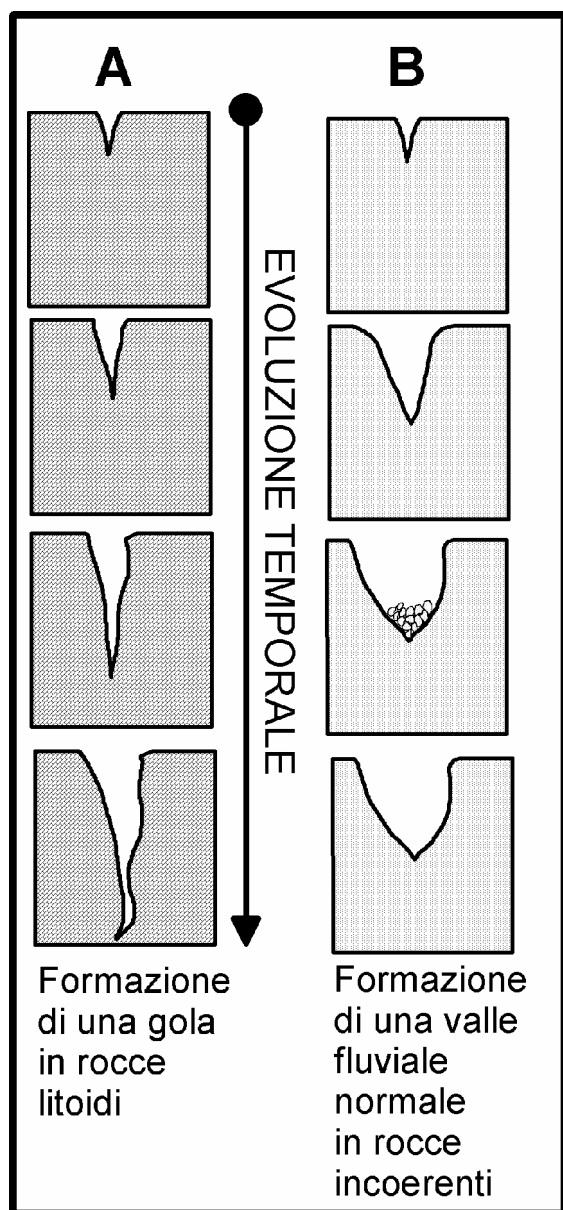


Figura 5: Schema di formazione di una gola.

Nel caso A siamo in presenza di una roccia incoerente, ad esempio un’argilla o una falda di detrito; incoerente significa che essa è composta da granuli sciolti. Nel caso B abbiamo invece una roccia cosiddetta litoide, come un calcare o un granito, in cui i granuli (o i cristalli) che la costituiscono sono fortemente cementati l’un l’altro.

Il ruscello che scorre su questa superficie tende ad incidere la roccia, scavando un solco con una velocità che dipende da molteplici fattori (pendenza del versante, resistenza meccanica della roccia, presenza di materiale detritico, portato in sospensione dall’acqua, che la rende in un certo senso più “abrasiva”, etc.): questa è “l’erosione di fondo”.

Si comincerà a questo punto a sviluppare un solco verticale, una sorta di embrione iniziale di gola, che inizialmente avrà un aspetto assolutamente identico nei due diversi casi.

Quando l’approfondimento comincia a superare l’entità di alcune decine di centimetri si verificano invece due evoluzioni diversissime, in funzione del tipo di roccia.

Il materiale che costituisce la roccia incoerente tende a scivolare verso l’interno del solco, a causa della forza di gravità, allargando così in senso laterale l’incisione fluviale. Il materiale sciolto franato all’interno del letto fluviale verrà facilmente allontanato dall’acqua, che riprenderà ad incidere causando un successivo franamento delle pareti e quindi un ulteriore allargamento della valle fluviale in via di formazione. Su una scala temporale geologica

avremo così la formazione di una valle fluviale di tipo “normale”, in cui l’erosione di fondo è sempre compensata dall’erosione laterale.

Nel caso delle rocce litoidi, invece, l’erosione di fondo non è affatto detto che venga compensata da quella laterale, in quanto la cementazione reciproca dei granuli fa in modo che non si verifichi il franamento delle pareti. Ecco quindi che la valle può incidersi progressivamente, incassando il fiume tra due pareti verticali: si forma quindi una gola.

Questa appena presentata è ovviamente una semplificazione estrema dei processi che governano l’evoluzione del reticolato idrografico e, come sempre accade in realtà, in natura si ha un’infinità di casi intermedi compresi tra le due situazioni limite appena descritte.

Si potrebbe ad esempio obiettare che, se il processo illustrato fosse sempre vero, nei territori calcareo-dolomitici i fiumi dovrebbero sempre generare delle gole, e ciò è palesemente falso.

In realtà le rocce litoidi sono piene di discontinuità: ad esempio le rocce sedimentarie, come calcari, dolomie o arenarie, sono caratterizzate dalla presenza di una stratificazione più o meno fitta, che corrisponde alla sovrapposizione tra i vari eventi di sedimentazione che le hanno formate.

Tali superfici, che prendono il nome di “giunti di strato”, sono delle vere e proprie linee di debolezza della roccia, maggiormente soggette

a fenomeni di alterazione ad opera degli agenti atmosferici quali pioggia, gelo, etc.

Accade quindi (Fig.6) che interi lastroni di roccia possano scivolare all’interno del solco causato dall’erosione di fondo, allargando in maniera asimmetrica la valle in direzione del lato in cui la pendenza degli strati va nella stessa direzione del pendio (franapoggio), mentre il lato in cui gli strati immergono in senso opposto (reggipoggio) tende a mantenere un profilo più verticale.

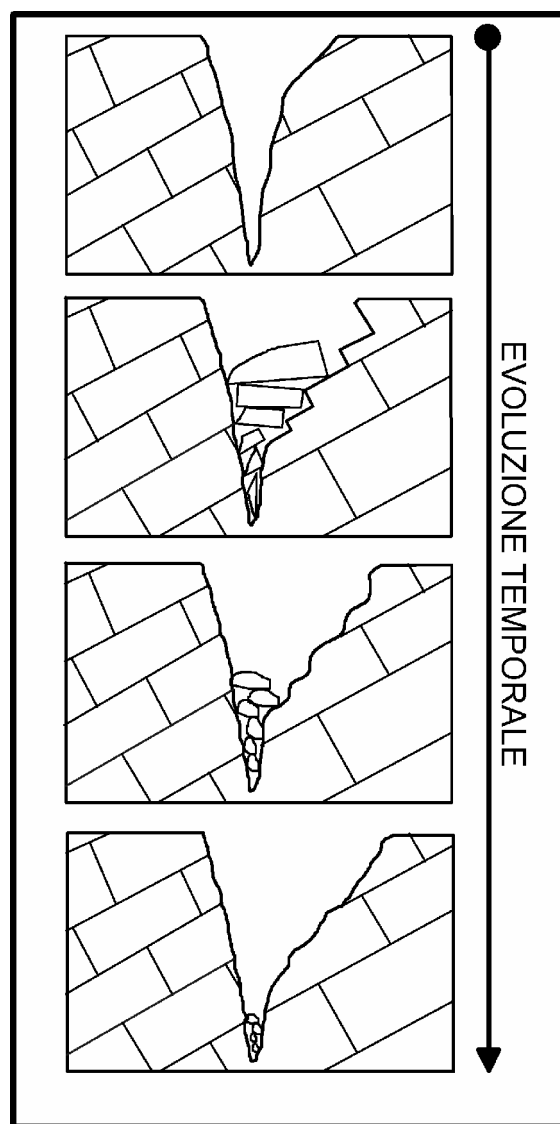


Figura 6: Formazione di gole a sezione trasversale asimmetrica.

La direzione di immersione degli strati rispetto al solco scavato dall'erosione fluviale spiega quindi perché, ad esempio, in alcune gole vi siano spesso forti asimmetrie tra le due pareti.

Anche rocce cristalline come il granito, che sono del tutto prive di una stratificazione come i calcari, possono però essere interessate da una serie di fratture, causate dalle poderose spinte che hanno determinato la formazione delle catene montuose (processi orogenetici). Tali fratture esercitano, nei confronti degli agenti atmosferici, esattamente lo stesso ruolo che i giunti di strato hanno nel caso delle rocce sedimentarie: favoriscono cioè l'erosione laterale e l'evoluzione della "proto-gola" iniziale in una valle fluviale di tipo normale. L'unica differenza (Fig.7) è che tali fratture tendono a svilupparsi in famiglie ortogonali tra di loro, e non iso-orientate come le discontinuità di tipo sedimentario: le superfici di distacco tendono quindi ad essere più caotiche e meno "gradonate", come invece avviene nel caso precedentemente illustrato.

A questo punto si potrebbe affermare che una gola si forma quando si verificano contemporaneamente le due seguenti condizioni:

- a) Presenza di rocce litoidi, ossia con forte coesione tra gli elementi, detritici o cristallini, che la costituiscono
- b) Assenza, o presenza moderata, di discontinuità opportunamente orientate che non consentono l'instaurarsi di una significativa erosione laterale.

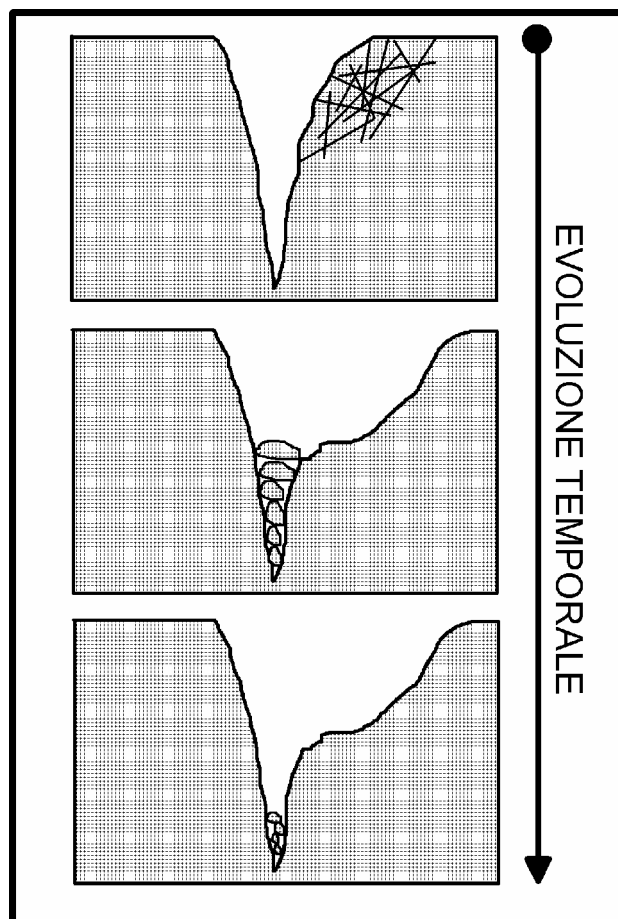


Figura 7: Formazione di una gola su roccia cristallina fratturata.

In realtà, le cose non stanno propriamente così, in quanto non è che un ruscello che scorra su un versante roccioso compatto riesca ad intagliarlo come un coltello caldo fa con un panetto di burro.

Anche se consideriamo le lunghissime scale temporali geologiche, in una roccia compatta ed uniforme si formerebbero gole non più profonde di qualche decina di metri: perché, quindi, si riescono invece a produrre forre delimitate da pareti maestose alte centinaia e centinaia di metri?

Ecco che rientrano in gioco, questa volta con un ruolo positivo per la gioia del torrentista, le discontinuità geologiche di cui si parlava prima.

Non è che una gola si formi a caso in un versante: essa tenderà a svilupparsi laddove la roccia è più debole. Ad esempio, se il versante è interessato da una faglia, ossia da una linea di frattura lungo la quale i due bordi si sono mossi reciprocamente uno rispetto all'altro, l'acqua si incanalerà preferenzialmente in questa discontinuità iniziale, approfondendola molto più velocemente di quanto non farebbe in una roccia compatta.

Ma non avevamo appena finito di dire che le fratture, o più in generale le discontinuità, esercitano un ruolo negativo per la formazione delle gole?

Se le discontinuità sono diffuse, ed interessano ingenti volumi di roccia, la risposta è sì, in quanto favoriscono l'erosione laterale a discapito di quella di fondo.

Se siamo in presenza di una singola discontinuità, magari orientata nello stesso verso della pendenza del versante, la risposta è decisamente no, in questo caso favorisce l'erosione di fondo rispetto a quella laterale.

In conclusione, la formazione delle gole si verifica nel momento in cui sono soddisfatte le seguenti condizioni:

- 1) Presenza di rocce litoidi che, favorendo l'erosione di fondo rispetto a quella laterale, consentono lo sviluppo di una incisione fluviale stretta e profonda;
- 2) Esistenza di una discontinuità iniziale, preferenzialmente orientata nello stesso verso della pendenza del versante, che

convogli le acque di ruscellamento favorendo l'erosione di fondo;

- 3) Assenza, o presenza moderata, di discontinuità geologiche quali fratture o giunti di strato opportunamente orientati, nei volumi di roccia circostanti la discontinuità, che impedisca l'innescò di una significativa erosione laterale.

Nel prossimo capitolo entreremo invece nel dettaglio di ciò che avviene all'interno di una forra, e cioè in base a quali meccanismi si formino toboga, cascate e marmitte.

3. COME SI FORMANO SALTI, TOBOGAN E MARMITTE

Nel precedente capitolo abbiamo visto che la presenza di discontinuità, come fratture o superfici di contatto tra strati, è di importanza fondamentale per lo sviluppo delle gole.

La presenza di discontinuità all'interno delle rocce entro le quali si sviluppa una gola, ovvero di altre disomogeneità come l'alternanza di strati resistenti o sensibili all'erosione, è allo stesso modo responsabile della presenza delle caratteristiche forme quali cascate, tobogan e marmitte.

Se infatti avessimo una roccia perfettamente omogenea l'acqua, incidendo la sua superficie ed approfondendo sempre più il solco iniziale prodotto, formerebbe una gola dal fondo piatto o inclinato. Perché invece si formano le cascate, alle quali si deve molto del fascino del torrentismo?

Una cascata, che viene definita in gergo scientifico "gradino morfologico", si forma quando si ha il contatto tra rocce a diverso grado di erodibilità. Le rocce più tenere vengono erose più rapidamente di quelle più dure, che rimangono in rilievo; questo fenomeno prende il nome di "erosione differenziale".

L'esempio più semplice riguarda le rocce eruttive o metamorfiche a struttura cristallina, costituite ossia da minerali i cui cristalli si sono formati caoticamente l'uno a contatto degli altri, ma che nel corso degli eventi geologici sono state interessate da un fenomeno di

fratturazione. Un caso tipico è quello del granito (Fig.8), dove possono essere presenti porzioni di roccia più o meno fratturata.

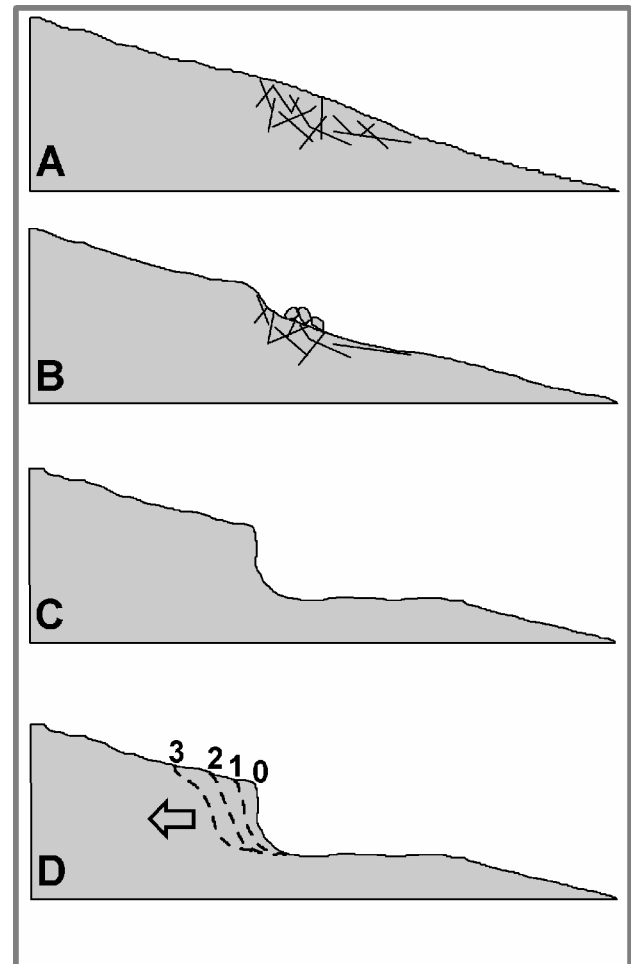


Figura 8: Formazione di una cascata su roccia cristallina fratturata.

L'acqua, infiltrandosi attraverso le discontinuità, smantellerà più rapidamente la porzione fratturata rispetto a quella massiva, generando progressivamente una cascata al contatto tra di esse.

Con il tempo l'acqua, erodendo la soglia della cascata, tenderà sempre più a spostarla verso monte, fenomeno che prende il nome di "erosione regressiva".

Un po' più complicato è invece il caso di quelle rocce sedimentarie o metamorfiche in cui, oltre alle fratture, esistono famiglie di discontinuità ad eguale orientamento, che interrompono in maniera più o meno regolare la compattezza della massa rocciosa. Nel caso delle rocce sedimentarie, come calcari, dolomie, marne ed arenarie, tali discontinuità altro non sono che i giunti di strato, ossia le superfici che separano un pacco di strati dall'altro, e che conferiscono a queste rocce il tipico aspetto "a sandwich". Nel caso delle rocce metamorfiche, come gli scisti, le discontinuità sono dovute al fatto che esse si sono formate sotto enormi campi di pressione che, orientandosi in una certa direzione, hanno creato una pseudo-stratificazione che prende il nome di "scistosità".

L'orientamento della stratificazione o scistosità rispetto alla pendenza del versante gioca un ruolo fondamentale nella formazione di cascate o tobogan, come vediamo in Fig.9.

Nella parte sinistra della figura è rappresentato il caso in cui la pendenza delle discontinuità è disposta perpendicolarmente al versante, ossia a "reggipoggio", mentre nella parte destra le discontinuità pendono nella stessa direzione del versante, ossia a "franapoggio".

A parità di altre condizioni, ossia stessa inclinazione del versante e stesso tipo di rocce, la diversa disposizione della stratificazione tende a generare con il tempo due diverse morfologie.

Nella situazione a reggipoggio la soglia tende a mantenersi più stabile nel tempo, e quindi

tendenzialmente si ha lo sviluppo di una cascata.

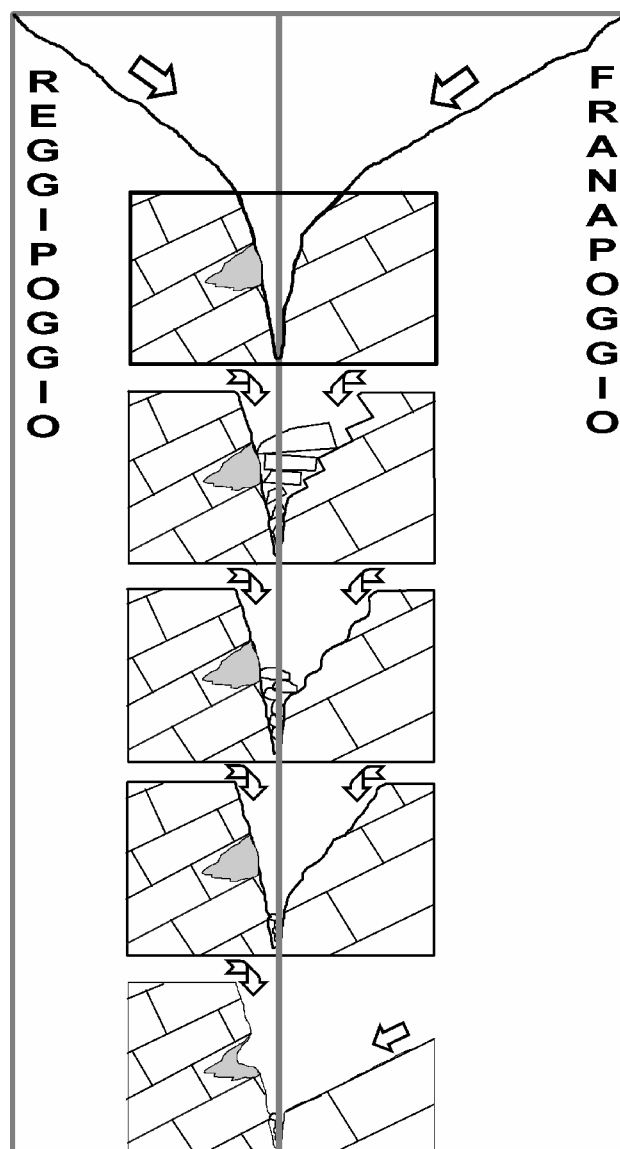


Figura 9: Formazione di cascate e tobogan su rocce stratificate.

Nel caso a franapoggio l'azione dell'acqua tende a staccare interi blocchi, che scivolano lungo i giunti di strato, dando così origine ad una superficie inclinata parallela alla stratificazione: si è cioè formato un tobogan.

Qualora la roccia soggetta ad erosione non sia uniforme, ma contenga al suo interno delle zone più tenere, l'erosione differenziale tende ovviamente ad asportare più velocemente

queste ultime, generando ad esempio scavernamenti lungo una parete verticale (vedi parte sinistra della figura, area ombreggiata in grigio).

Lo spessore delle porzioni di roccia più resistente determina ovviamente l'altezza della cascata: più spesse sono queste ultime, più alto sarà il gradino morfologico derivante dall'azione erosiva dell'acqua, e quindi più alta della cascata.

Molti torrentisti avranno comunque notato che, all'interno di una gola, una successione di salti più o meno comparabili come altezza viene improvvisamente interrotta da un salto molto più alto degli altri.

Tale salto di maggiore altezza è spesso proprio quello finale, o comunque esso si colloca nella porzione terminale della gola.

Questo fenomeno non è ovviamente casuale: un gradino morfologico molto esteso si forma quando viene eroso un contatto molto brusco tra due litologie molto diverse tra di loro per ciò che concerne le loro proprietà meccaniche: ad esempio, argille e calcari, graniti e rocce sedimentarie in genere, dolomie e marne, etc.

Cosa accade in questo caso lo vediamo rappresentato in Fig.10. Una intrusione di granito, che allo stadio iniziale si trova sepolta sotto il versante, è in brusco contatto laterale con rocce sedimentarie molto più tenere, ad esempio argille.

Una volta che l'erosione fluviale mette a nudo la massa granitica, essa sarà erosa molto più lentamente rispetto alle argille circostanti.

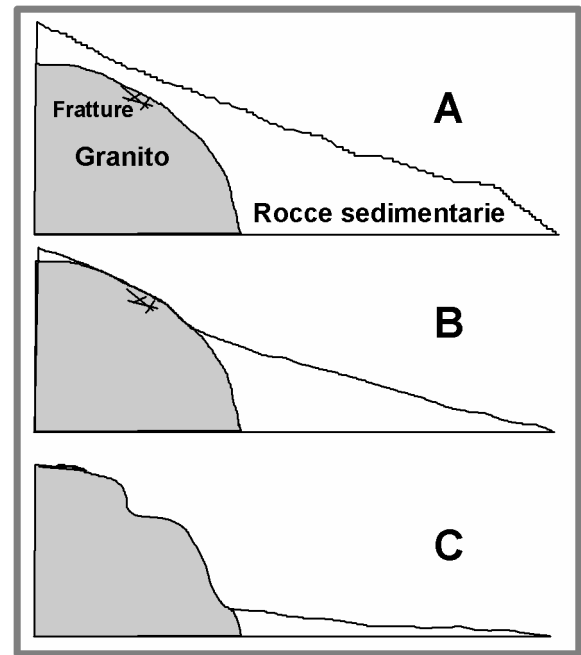


Figura 10: Formazione di una cascata su contatto tra litologie diverse.

Con il procedere dell'erosione lungo la zona di contatto tra granito ed argille si formerà una cascata molto alta, mentre a monte di questo salto avremo verticali di minore entità, la cui origine, come visto in precedenza, può essere dovuta alla presenza di zone fratturate.

Lo stesso tipo di fenomeno può essere dovuto alla presenza di una faglia, ossia di una discontinuità originata dalle spinte tettoniche che hanno causato la rottura di una successione sedimentaria, mettendo in contatto laterale due litologie diverse che prima si trovavano una sopra l'altra, come ad esempio argille depositate sopra una successione calcarea (vedi Fig.11). Con il procedere dell'erosione i calcari, molto più resistenti, rimarranno in rilievo dando luogo alla formazione di una cascata.

Strettamente legate alla presenza di una cascata subito a monte sono le marmitte. Esse infatti (Fig.12) si formano a causa dell'azione

meccanica del materiale roccioso trascinato dall'acqua, che erode in maniera preferenziale il punto di impatto alla base di una cascata.

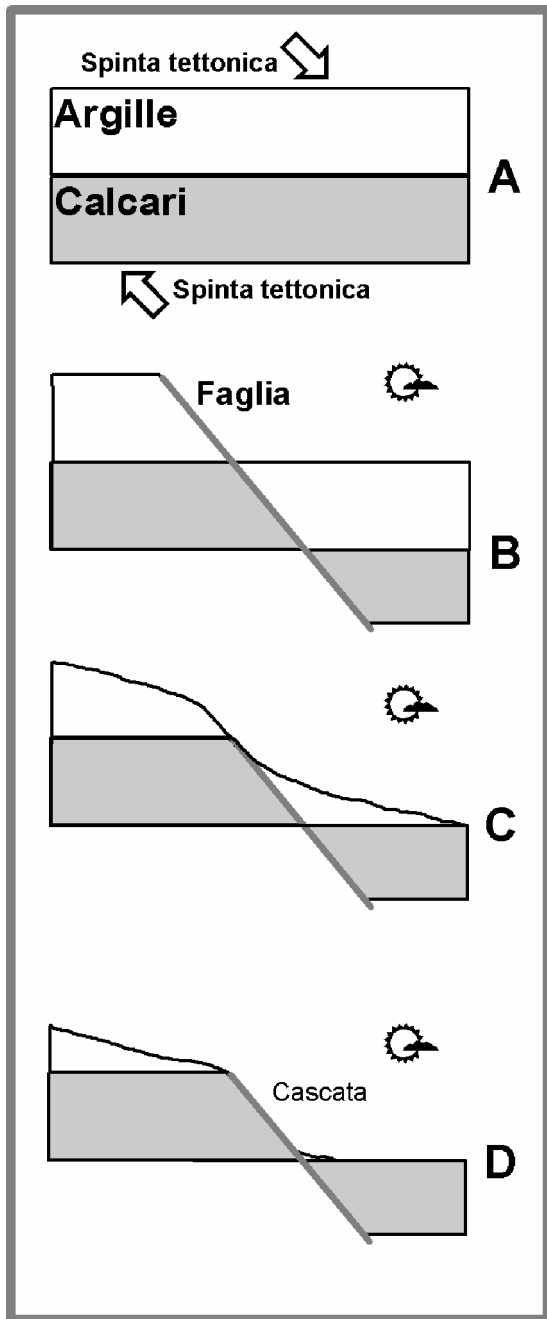


Figura 11: Formazione di una cascata per faglia.

Mano a mano che l'incavo si approfondisce si generano le condizioni per le quali l'acqua, ed il materiale da essa trasportato, subiscano un moto di tipo rotatorio, generando così le tipiche morfologie dette appunto a "marmitta".

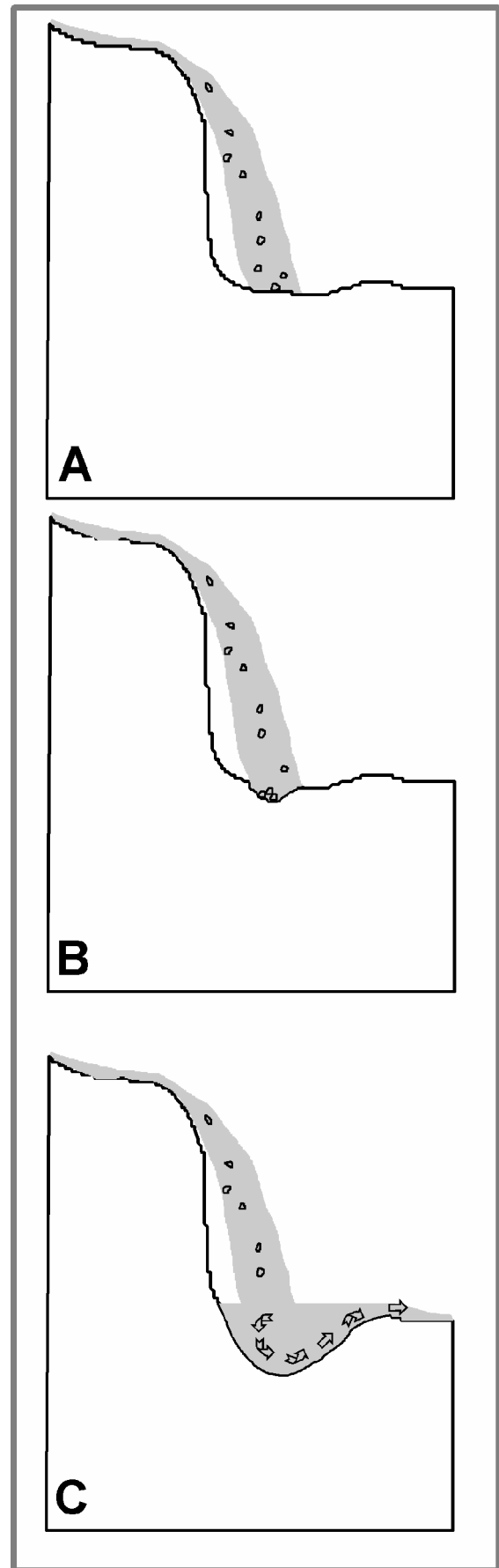


Figura 12: Formazione di una marmitta alla base di una cascata.

In assenza di salti subito a monte, le marmitte possono formarsi anche per erosione differenziale di roccia più tenera, che viene asportata più velocemente rispetto alle rocce più dure circostanti (Fig.13).

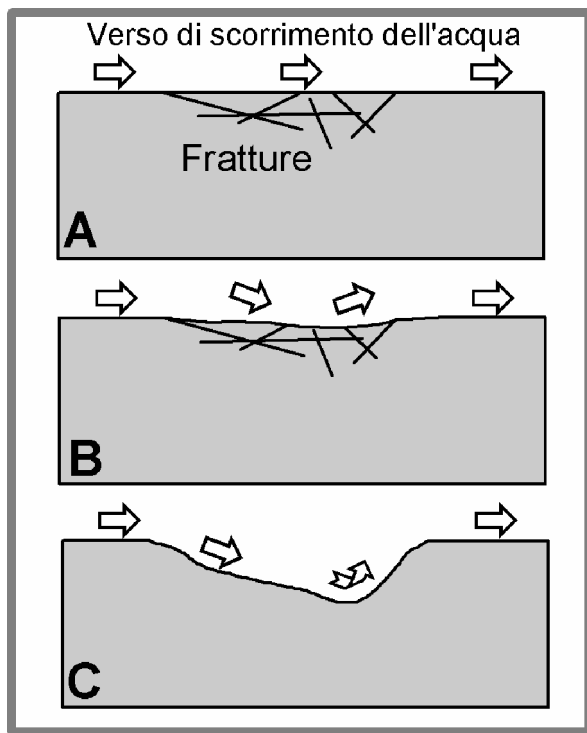


Figura 13: Formazione di una marmitta su letto fluviale pianeggiante.

4. LE GOLE DI ORIGINE EOLICA

Sotto determinate condizioni climatiche, ossia in climi aridi o semi-aridi, ed a condizione che siano presenti rocce sufficientemente “tenere”, come ad esempio arenarie poco cementate ovvero alterate, l’erosione eolica può svolgere un ruolo importante nella formazione delle gole. Tale ruolo può essere aggiuntivo rispetto all’azione dell’acqua, ovvero assolutamente predominante laddove queste condizioni necessarie appena discusse siano particolarmente accentuate: ambienti desertici o pre-desertici, con assenza pressoché totale di precipitazioni atmosferiche, presenza di vasti accumuli di sabbia trasportabile dal vento e di rocce fortemente alterate.

Tali condizioni sono abbastanza comuni nei deserti rocciosi che caratterizzano vasti territori degli USA (Utah, Colorado, Nevada, Arizona, etc.), del Medio Oriente (Giordania, Israele, Penisola del Sinai) o del Maghreb.

Alla base di tali fenomeni sta sempre la presenza di reticoli di discontinuità della roccia, che questa volta però non saranno incisi dall’acqua ma dall’azione abrasiva della sabbia trasportata dal vento, che prende il nome di “corrasione”.

A differenza quindi di quanto accade per le gole fluviali, nelle quali è la forza di gravità che condiziona lo scorrimento dell’acqua, e che quindi obbliga i corsi d’acqua ad organizzarsi secondo il classico schema affluente-ricettore, in questo caso le forre potranno svilupparsi in tutte le direzioni delle fratture presenti (Fig.14).

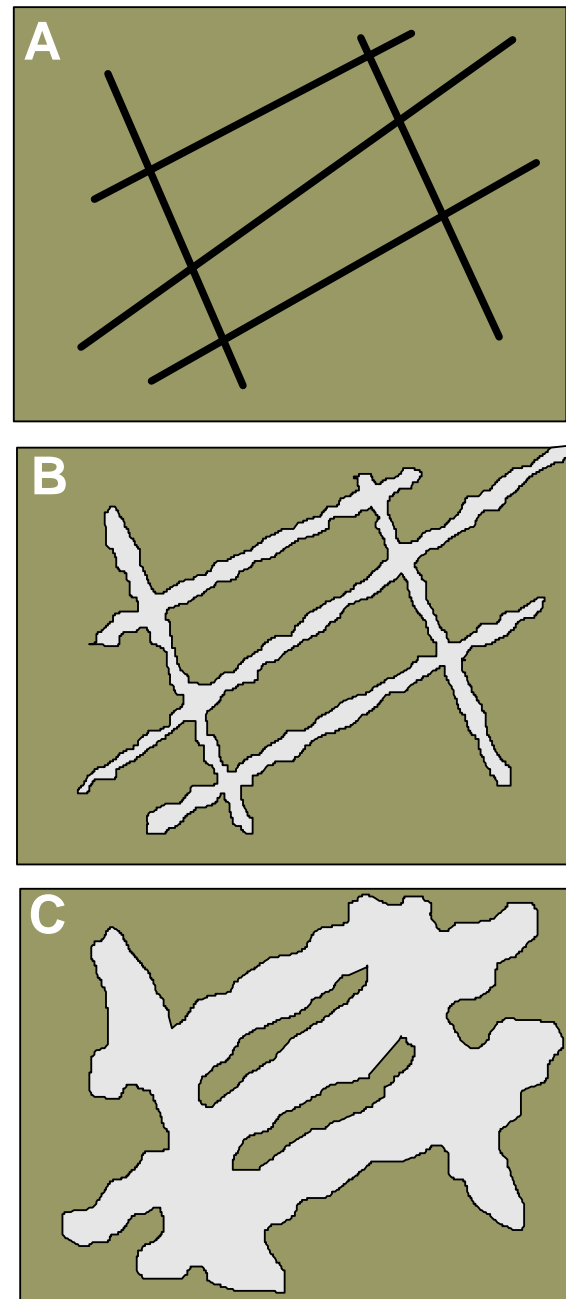


Figura 14: Formazione di un reticolo di gole per erosione eolica.

Il progredire dell’erosione può poi trasformare il reticolo di gole in vaste spianate, delimitate da pareti verticali, dalle quali si dipartono forre in tutte le direzioni. I parallelepipedi di roccia delimitati da doppie coppie di fratture tenderanno progressivamente ad assumere una forma pinnacolare, che è poi l’elemento

morfologico predominante di questi territori (Fig.15).



Figura 15: Tipico paesaggio a pinnacoli su rocce arenacee (Giordania).

Dalla Fig.14 si può chiaramente intuire qual è il pericolo principale insito nella progressione in questo genere di gole. Nelle gole fluviali i corsi d'acqua devono necessariamente sbucare da qualche parte. Nelle gole di origine eolica invece non è affatto detto che una gola abbia un'uscita: se la frattura lungo la quale si è sviluppata si interrompe, con essa si interrompe pure la gola in un "cul de sac". Se quindi si è superata una verticale a monte del fondo cieco, si rimarrà intrappolati dentro la gola. Per completezza e precisione è necessario comunque specificare che anche nel caso di gole fluviali può accadere quanto appena detto:

in un'area carsica infatti una gola può terminare non in un ricettore ma in un inghiottitoio, ossia una cavità attiva che drena le acque verso il sottosuolo. Occhio quindi alle esplorazioni in aree carsiche di paesi dove non siano disponibili carte topografiche ad una scala adeguata da far capire se la forra in cui ci si sta infilando ha un'uscita oppure no.

5. VALUTAZIONE DELLE PORTATE ATTESE IN FORRA

Il primo problema ad essere affrontato è quello delle caratteristiche degli eventi piovosi e di come questi influenzino le portate, nonché della affidabilità delle previsioni meteorologiche ai fini della progressione in forra.

Come già accennato è fondamentale distinguere negli eventi piovosi la quantità di precipitazione dalla sua intensità, ossia da quanto velocemente essa raggiunge il suolo.

La quantità di precipitazione è espressa in termini di altezza di pioggia, generalmente in mm, caduta su una superficie di riferimento di 1 m^2 . Nel prosieguo della discussione tale grandezza verrà d'ora in poi identificata con il simbolo H_{pioggia} .

L'intensità di un evento piovoso I_{pioggia} è invece definita come la quantità di pioggia che raggiunge il suolo in un determinato lasso di tempo t , ossia come:

$$I_{\text{pioggia}} = H_{\text{pioggia}} / t \text{ [l]};$$

Il lasso di tempo in cui si calcolano le intensità di pioggia è variabile a seconda delle applicazioni: si va dai mm/5' per il calcolo dei sistemi fognari, dove la risposta tra evento piovoso e incremento di portata è praticamente istantaneo, ai mm/giorno nel caso di sistemi fluviali lunghi e complessi, dove le onde di piena si verificano a valle anche a distanza di giorni (Fiume Po, ad esempio).

Una gola si colloca generalmente in una situazione intermedia, ed a seconda dell'estensione del bacino a monte il ritardo tra

l'inizio di una precipitazione intensa e l'arrivo dell'onda di piena può variare da poche decine di minuti e qualche ora.

Questa considerazione deve essere meglio specificata per evitarne cattive interpretazioni riguardo alla gestione della progressione in forra:

- in una gola stretta, generalmente caratterizzata da una sezione trasversale ad S (Fig.16), è molto difficile rendersi conto dell'inizio di una precipitazione intensa, in quanto il cielo è poco o per nulla visibile e la pioggia tende a scorrere sulle pareti: in altre parole, è facilissimo che l'intervallo tra inizio della precipitazione e formazione dell'onda di piena trascorra senza che se ne abbia percezione;
- la velocità di formazione di un'onda di piena non ha nulla a che vedere con la sua velocità di propagazione, nel senso che una volta formatosi, anche dopo diverse decine di minuti, un fronte di piena può viaggiare a velocità dell'ordine delle decine di Km/h. in determinate condizioni l'intervallo tra percezione dell'arrivo imminente di una piena ed il sopraggiungere del fronte può essere di pochi secondi, cioè, tutta la pioggia che raggiunge il suolo viene suddivisa tra ruscellamento superficiale ed infiltrazione nel sottosuolo.

5.1 Il bilancio idrologico

Sino ad ora abbiamo discusso di altezze ed intensità di pioggia, ma non siamo entrati in merito alla valutazione di quanta acqua

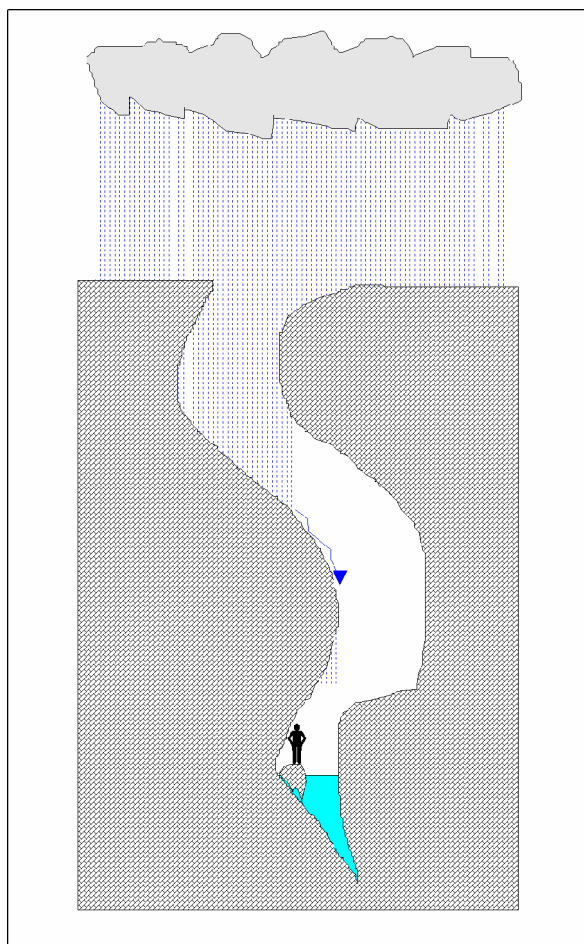


FIG.16 : Tipica sezione ad “S” di una forra molto incisa, in cui il cielo non è direttamente visibile e la pioggia giunge sul fondo solo scorrendo sulle pareti.

derivante da una precipitazione viene effettivamente convogliata in un alveo fluviale. Questa valutazione può essere espressa attraverso la formulazione dell'equazione del bilancio idrologico nella forma:

$$P = E + R + I[2];$$

dove **P** è la quantità totale di precipitazione, solida (neve, grandine) e liquida (pioggia), che cade all'interno di un bacino fluviale, **E** rappresenta la quantità d'acqua che ritorna in atmosfera attraverso l'evaporazione e la traspirazione della vegetazione, **R** è la quantità d'acqua che costituisce il deflusso superficiale

ed **I** infine rappresenta l'infiltrazione nel sottosuolo.

I parametri che contribuiscono ad influenzare questi parametri sono numerosissimi: natura geologica delle rocce in affioramento, temperatura dell'aria, presenza o meno di vegetazione, pendenza dei versanti, etc.

Attenzione però che questa equazione descrive il comportamento medio di un bacino fluviale in un anno, e non è direttamente applicabile per descrivere la risposta di un fiume ad un singolo evento intenso; vediamo in pratica perché.

Affrontiamo innanzi tutto la valutazione del termine **E**, ossia l'evapotraspirazione. Esso dipende fondamentalmente:

- (a) Dalla temperatura dell'atmosfera, il che è anche intuitivo: maggiore è la temperatura atmosferica maggiore è l'evaporazione;
- (b) Dal grado di umidità atmosferica: maggiore è l'umidità atmosferica minore è l'evaporazione, in quanto l'aria è già satura di umidità e non è in grado di ricevere un ulteriore carico di vapore acqueo;
- (c) Dall'estensione e dalla tipologia della copertura vegetale: ci sono specie vegetali che assorbono più acqua di altre nell'espletamento delle proprie funzioni fisiologiche e sono quindi in grado di trattenere una maggiore quantità di acqua piovana.

Vediamo però cosa accade durante un evento molto intenso di pioggia:

- (a) La temperatura si abbassa bruscamente e quindi anche l'evaporazione;

- (b) L'atmosfera si satura molto velocemente di acqua e diminuisce quindi la potenzialità di recepire ulteriore vapore acqueo;
- (c) Se piove troppo velocemente le piante non fanno in tempo ad assorbire l'eccesso d'acqua, in quanto i processi fisiologici si svolgono con una certa cinetica (velocità) che non può variare più di tanto

In buona sostanza durante un evento piovoso intenso si può praticamente considerare, a meno di un errore trascurabile, che:

$$E \cong 0;$$

da cui deriva che l'equazione del bilancio può essere approssimata alla:

$$P = R + I[3];$$

Da che cosa dipende questa suddivisione? In ultima analisi, dalle caratteristiche dei terreni geologici in affioramento, in una scala di variazione che vede ai due estremi opposti i calcari carsificati e certi tipi di argille.

I calcari carsificati sono caratterizzati dalla presenza di fratture e condotti carsici (grotte) anche di enormi dimensioni, che hanno capacità di drenaggio nel sottosuolo di notevoli quantità d'acqua: una delle caratteristiche principali del paesaggio carsico è infatti l'assenza di scorrimento idrico superficiale.

Le argille, all'estremo opposto, sono costituite da particelle minute, di dimensioni inferiori ad $1/256$ mm, in cui anche se esistono degli spazi liberi (pori) tra le particelle, questi sono così piccoli che le forze di attrazione elettrostatica che si vengono a determinare tra le goccioline d'acqua e le particelle stesse impediscono di

fatto il movimento della fase liquida. Certe argille sono quindi praticamente impermeabili.

Abbiamo così introdotto il concetto di permeabilità, ossia della capacità di una roccia di lasciarsi attraversare dall'acqua.

La permeabilità, identificata dal simbolo **K**, viene normalmente espressa in m/s, ossia ha le dimensioni di una velocità. In altri termini, determinare la permeabilità di una roccia significa determinare quanto velocemente essa viene attraversata dall'acqua.

Questo passaggio è molto importante, perché in sostanza ci fa capire che se una precipitazione è molto intensa, ossia se l'acqua raggiunge il suolo troppo velocemente, anche una roccia permeabile può non essere in grado di smaltire l'acqua che raggiunge il suolo, e quindi da una certa intensità di pioggia in poi si comporta di fatto come un mezzo impermeabile.

Facciamo un esempio chiarificatore. Supponiamo di essere sul letto di un fiume, dove affiorano i tipici sedimenti fluviali sciolti costituiti da ghiaie più o meno grossolane, sabbie più o meno fini e limi argillosi. Supponiamo inoltre che, in questo caso ideale, il loro spessore sia infinito e che quindi la quantità d'acqua che possano smaltire dipenda esclusivamente dalla loro permeabilità, che viene espressa, anziché in m/s in mm/h per avere un dato confrontabile con quello di intensità di pioggia, nella tabella seguente.

Se consideriamo una normale pioggia estiva, di intensità pari a 10 mm/h, ci accorgiamo che, se il letto del nostro fiume è interessato da depositi

di sabbie molto fini e limi, non è in grado di smaltire tutta l'acqua piovana e genera già una portata superficiale.

TIPO	PERMEABILITA' (mm/h)
GHIAIE	SUPERIORE A 36.000
SABBIE	DA 36.000 A 360
SABBIE FINI	DA 360 A 0.036
LIMO ARGILLOSO	DA 0.036 A 0

TAB.1: Permeabilità tipiche dei sedimenti fluviali sciolti

In un caso reale e non ideale la situazione peggiora in ordini di grandezza, poiché sotto il terreno superficiale, o addirittura in affioramento, giacciono rocce in cui la permeabilità viene drasticamente ridotta a causa della costipazione dei granuli dovuta alla pressione del materiale sovrastante, della presenza di depositi minerali che cementano i granuli tra di loro e riducono le possibilità di circolazione dell'acqua, ovvero perché si tratta di rocce compatte senza pori liberi (rocce vulcaniche o metamorfiche formate da cristalli accresciutisi gli uni a contatto degli altri, rocce come il gesso in cui i cristalli si sono accresciuti l'uno sull'altro per deposizione chimica, etc)

Alla luce dell'esempio formulato possiamo quindi dire che, in un caso reale e in presenza di un fenomeno di pioggia molto intensa:

$$I \cong 0;$$

pertanto l'equazione del bilancio idrologico si ridurrebbe a:

$$P = R[4];$$

cioè, in caso di precipitazioni particolarmente intense, tranne che in casi eccezionali,

praticamente tutta l'acqua piovana si trasforma in deflusso superficiale e viene pertanto convogliata nel reticolo idrografico. tenuto conto delle approssimazioni usate, possiamo ritenere che circa l'80% della piovosità si trasforma in deflusso superficiale.

I casi eccezionali sono rappresentati dalle aree carsiche in cui non affiorano terreni impermeabili e dalle aree vulcaniche, come ad esempio il M.Etna in Sicilia, dove sono presenti lave molto fratturate, che a causa della presenza di un sistema di discontinuità di grosse dimensioni (fratture e condotti carsici) sono in grado di drenare nel sottosuolo anche precipitazioni molto intense.

Attenzione però che nelle aree vulcaniche il discorso è valido solo se in affioramento sono presenti lave fratturate, mentre se ci troviamo di fronte a prodotti piroclastici, ossia a depositi di ceneri e scorie vulcaniche variamente consolidati, questi ultimi si comportano come tutte le altre rocce: il disastro di Sarno in Campania, alle pendici del Vesuvio, è un esempio tristemente noto di quanto appena specificato.

5.2 Valutazione areale dei bacini di alimentazione e calcolo delle portate in forra

Attraverso l'analisi dell'equazione del bilancio idrologico siamo arrivati alla conclusione che, normalmente, tutta l'acqua piovana si trasforma in deflusso superficiale nel caso di una precipitazione intensa.

Se ciò costituisca o meno un pericolo per la progressione in forra dipende quindi da quanta acqua entra in forra in seguito ad un simile evento. Avevamo già visto in precedenza che le altezze di pioggia si riferiscono ad una superficie standard di 1 m² quindi, poiché le portate si esprimono generalmente in m³/s, ossia al volume di acqua che passa attraverso la gola in un secondo, dobbiamo riuscire a determinare questo dato a partire dalla piovosità.

La portata, o per meglio dire l'aumento di portata in seguito ad una precipitazione intensa, può essere stimato dalla formula:

$$\Delta Q = 0,8 \times (A \times I) / 3600 \text{ [5];}$$

dove ΔQ è l'aumento di portata espresso in m³/s, **A** è la superficie del bacino di alimentazione all'ingresso della forra in m² e **I** la intensità oraria di pioggia; mentre il numero a denominatore (3600) corrisponde al numero di secondi in un'ora; il coefficiente moltiplicativo di 0,8 esprime quanto detto prima, cioè che possiamo considerare che l'80% della piovosità si trasforma in deflusso.

Facendo un esempio pratico, se sappiamo dai dati storici che in una certa area montuosa la pioggia più intensa è stata di 50 mm/h, che equivalgono a 0,05 m/h, e che il bacino di alimentazione della gola da noi tracciato ha una superficie di 1,5 km², che equivalgono a 1.500.000 m², l'aumento di portata risultante sarà di:

$$0,8 \times (0,05 \times 1.500.000) / 3600 = 16,7 \text{ m}^3/\text{s};$$

tanto per dare l'idea delle grandezze che sono in gioco, la portata media del Fiume Tevere alla foce è di 230 m³/s ed arriva sino a circa 3000 m³/s nelle punte di piena eccezionale.

Dopo avere per così dire “dato i numeri” è meglio fare alcune importanti specificazioni per non correre il rischio che formule come quella sopra indicata siano utilizzate erroneamente:

- (a) L'approssimazione per la quale l'80% dell'acqua piovana si trasforma in deflusso è valida solo per bacini di dimensioni molto modeste, con un reticolo idrografico semplice, in assenza di laghi ed altre zone esondabili interposte, e solo per piogge molto intense, se non eccezionali;
- (b) In condizioni medie si avrà una risposta, in termini di aumento di portata, molto inferiore rispetto alle portate calcolate con questo metodo semplificato
- (c) La portata così calcolata deve intendersi come un valore limite che illustra un comportamento eccezionale, che essendo calcolato per eccesso può comunque rappresentare una valutazione cautelativa per valutare i rischi insiti nella progressione in forra.

Al di là del valore numerico calcolato, la formula illustrata vuole comunque evidenziare come, in condizioni meteo eccezionali, anche un apparentemente innocuo ruscelletto può essere interessato da portate mortali in caso di presenza di sezioni di alveo molto incassate e ristrette.

Effettuare il calcolo della portata massima possibile in una gola, reperendo dati sulle piogge più intense e determinando l'area del bacino di alimentazione su di una carta topografica, rappresenta comunque un utile metodo di valutazione della pericolosità intrinseca dell'ambiente in questione.

Riguardo alla identificazione ed alla valutazione dell'area del bacino di alimentazione di una gola, si propone qui di seguito un metodo speditivo per effettuarne il calcolo:

- (a) Sulla cartografia disponibile tracciare lo spartiacque sotteso all'ingresso della gola, così come riportato nell'esempio della Fig.17;
- (b) Prendere un foglio di carta millimetrata lucida e sovrapporlo alla carta, ricalcando su di esso il contorno dello spartiacque;
- (c) Contare i quadrati di lato pari a 5 mm compresi all'interno dello spartiacque, approssimando il conteggio con l'attribuzione del valore 1 ai quadrati di confine con lo spartiacque in cui meno di metà dello stesso ne rimane all'esterno e del valore 0 quando si verifica la situazione opposta (Fig.18);
- (d) Una volta effettuato il conteggio l'area in m² sarà data dalla:

$$A = (N \times S^2) / 40.000[7];$$

dove **A** è l'area in m², **N** il numero di quadrati con lato 5 mm considerati pieni ed **S** il denominatore di scala.

5.3 Organizzazione del reticolo idrografico e tempi di corrivazione

Viene definito come “tempo di corrivazione” il tempo necessario ad una goccia di acqua piovana, caduta nel punto più lontano del bacino idrografico a monte della sezione di interesse, per giungere in quella determinata sezione. Ciò significa che preso un punto di un'asta fluviale, e nel nostro specifico caso l'ingresso di una forra, a bassi tempi di corrivazione corrisponderanno onde di piena improvvise e di notevole entità, mentre in presenza di tempi di corrivazione elevati si avranno piene lente e graduali.

Il tempo di corrivazione dipende quindi dalla velocità con cui l'acqua piovana, una volta raggiunto il suolo, scorre sino a riversarsi in un impluvio e, una volta raggiuntolo, in che modo si organizzano le linee di impluvio per concentrarsi in aste fluviali di ordine sempre più importante.

La Fig.19 presenta due casi estremi di organizzazione del reticolo fluviale. Nel primo caso avremo elevati tempi di corrivazione, in quanto gli affluenti sono distribuiti con regolarità lungo l'asta principale che poi attraversa la gola, e la stessa asta è molto estesa in senso longitudinale, allungando i tempi necessari ad una goccia d'acqua caduta nel punto più lontano del bacino per raggiungere la gola.

Determinazione dello spartiacque

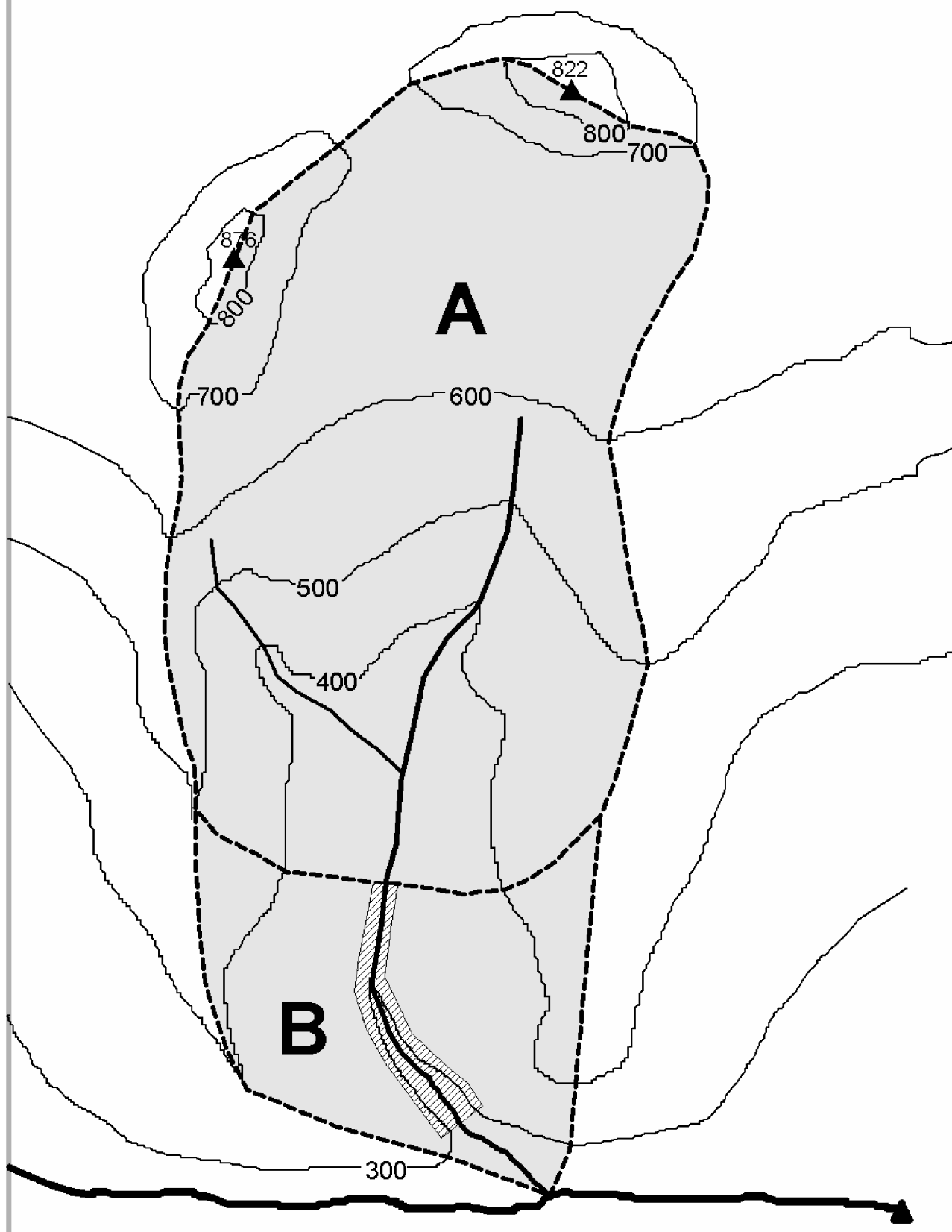


FIG.17: Esempio di tracciamento di uno spartiacque di una forra (area con tratteggio obliquo). L'area A è il bacino di alimentazione della gola, la somma delle aree A + B è il bacino dell'affluente

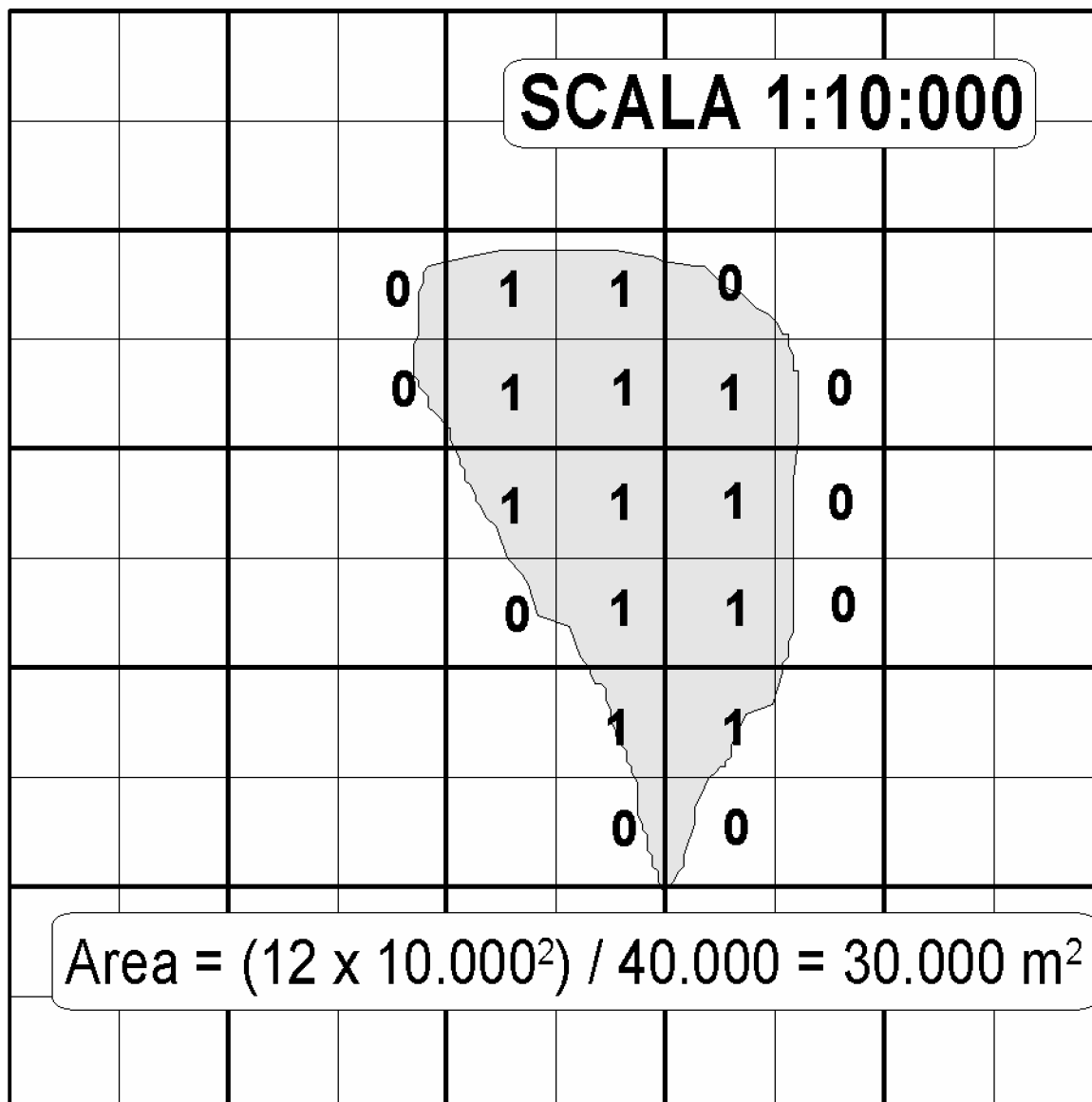


FIG.18. Schema di valutazione dell'area con l'utilizzo della carta millimetrata. Per semplicità di rappresentazione non è stato tracciato il reticolato millimetrico, ma solo quello di lato 5 mm.

Il caso seguente rappresenta la situazione opposta, in cui gli affluenti si dispongono a ventaglio e la loro confluenza avviene simultaneamente subito a monte della forra: questo caso è il più pericoloso, in quanto trascorso un tempo pari a quello di corrivazione dall'inizio dell'evento piovoso, tutti gli affluenti si riversano contemporaneamente nella gola determinando una piena praticamente istantanea.

I due casi estremi rappresentati, calati in un contesto reale, si riferiscono nel primo caso ad una forra generatasi lungo una faglia e/o frattura all'interno di un affioramento di rocce litoidi ed omogenee (graniti, arenarie, dolomie), nel secondo caso ad una gola che si apre in una roccia litoide (coerente e compatta) che passa a monte ad una litologia di tipo incoerente e più facilmente erodibile (argille, sedimenti piroclastici poco cementati, etc). E' importante notare come, ai fini della velocità di

propagazione delle piene, è molto più influente l'assetto geologico dell'area di alimentazione a monte della gola che non quello della gola stessa.

Riassumendo possiamo quindi dire che se a monte di una forra l'asta fluviale è molto allungata e con affluenti distribuiti in maniera omogenea lungo il percorso, i fenomeni di

piena tenderanno a d essere lenti e gradual; nel caso in cui il reticolo si organizza in un ventaglio di linee di impluvio convergenti in un unico punto (o in pochi punti) subito a monte della gola, le piene tenderanno ad essere improvvise e di elevata intensità.

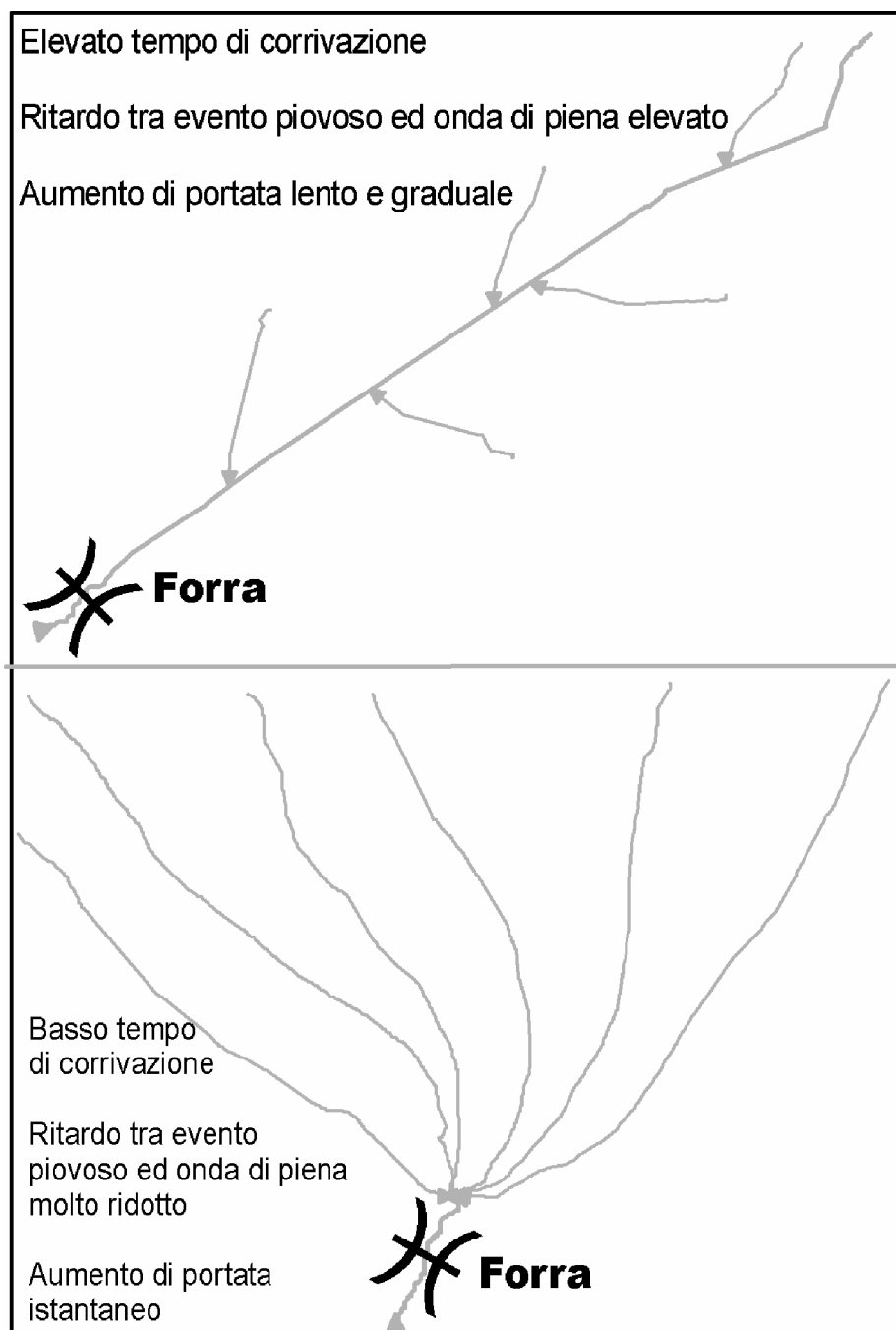


FIG.19: Rapporto tra tempi di corrivazione e reticolo idrografico.