

1 - PAESAGGI DISEGNATI DALL'ACQUA

1.1 - L'erosione dell'acqua

Gocce d'acqua precipitano urtando con violenza il suolo coperto da detriti (foglie, rami, steli d'erba,... **fig. 1.1**). A qualche centimetro di profondità non è più riconoscibile l'origine dei residui organici; essi sono via via più minuti, fino a formare una sostanza (humus) soffice e scura, gradualmente mineralizzata verso il basso, sulla sottostante "roccia madre" (sottosuolo), dura e consistente come il granito o incoerente come la sabbia o compatta come l'argilla. La roccia madre è priva di vita, tutt'al più "perforata" dalle radici più profonde. Il materiale che la ricopre (suolo) è un insieme soffice, spugnoso e ricco di vita (vermi, larve di insetti, insetti,... e numerosi microrganismi) in grado di attutire l'urto della goccia; anzi questa potrebbe essersi già frantumata sulle fronde del bosco costituente il soprassuolo. Se il terreno è nudo (limitata o assente copertura vegetale) e privo di detriti organici, l'impatto della pioggia produce effetti devastanti (**fig. 1.1**): sposta i grani di sabbia ed argilla, trascinati poi dall'acqua che, in occasione di piogge intense, ruscella sul terreno. Si formano rivoli fangosi che scendono rapidamente sui fianchi delle colline e delle montagne, sfruttando le linee di massima pendenza. Nel loro movimento i grani "graffiano" il terreno mettendone in movimento altri. Questa azione viene detta **erosione**, efficace soprattutto sui terreni senza adeguata copertura vegetale, ma anche sulle pendici fittamente boscate, pur se in misura molto più limitata.

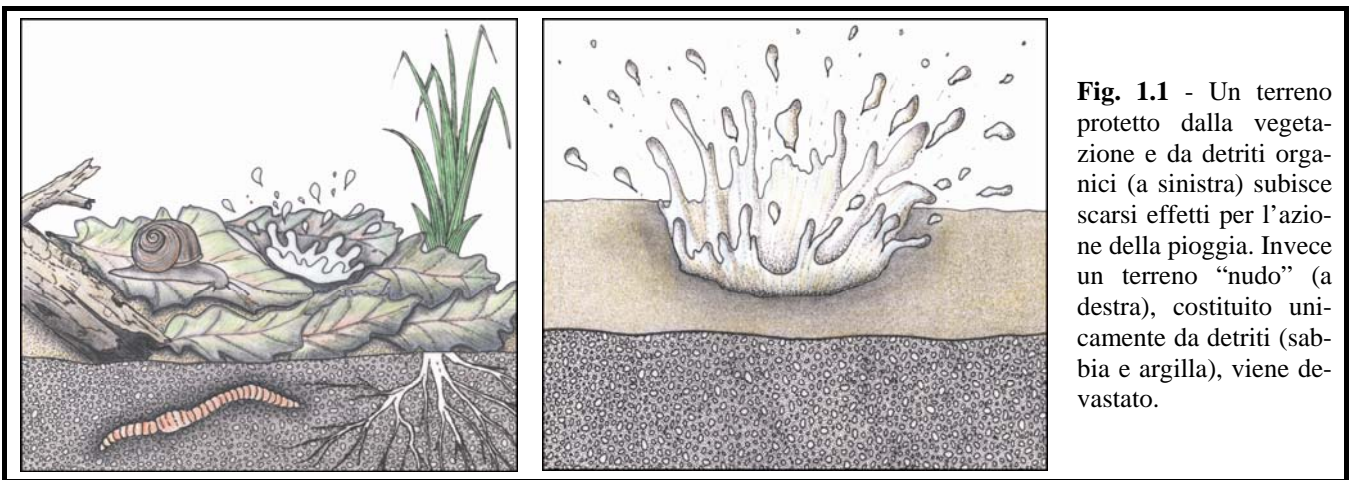


Fig. 1.1 - Un terreno protetto dalla vegetazione e da detriti organici (a sinistra) subisce scarsi effetti per l'azione della pioggia. Invece un terreno "nudo" (a destra), costituito unicamente da detriti (sabbia e argilla), viene devastato.

Nei nostri climi, i terreni protetti dalla vegetazione (prati stabili e boschi) perdono, per l'azione erosiva dell'acqua (**dilavamento**), quasi 200 kg di terra per ettaro in un anno (occorrono 3.400 anni per asportare 20 cm di spessore). I terreni trattati a maggese perdono quasi 40.000 kg di terra per ettaro in un anno; occorrono appena 30 anni per asportare 20 cm di spessore (**tab. 1.1**).

Tab. 1.1 - Asportazione di terreni in funzione del loro uso.	maggese fino a 20 cm di profondità	grano ripetuto	rotazione grano - granoturco	prato stabile (leguminose)
massa asportata [tonnellate/ettaro/anno]	37	9 ÷ 18	2	0,2
spessore asportato [cm/anno]	0,7	0,2 ÷ 0,4	0,05	0,006
numero anni per asportare 20 cm di spessore	30	50 ÷ 110	400	3.400

Il dilavamento è prodotto dall'acqua di pioggia è un fenomeno discontinuo perché dipende dalla frequenza e dalla intensità delle precipitazioni e si arresta poco dopo il cessare delle piogge. Parte dell'acqua piovana si infiltra sotto il terreno; un'altra porzione è responsabile dello **scorrimento superficiale** (**ruscellamento**) che provoca, sulla superficie, l'asportazione ed il trasporto di particelle solide (**dilavamento**). Dopo un breve percorso il materiale solido così trasportato viene depositato con formazione dei **depositi colluviali**. Gran parte di esso viene trasportato nei corsi d'acqua, andando ad alimentare il **trasporto fluviale**.

È difficile distinguere l'azione dei processi di dilavamento da quella dei **processi fluviali** (acque incanalate). In generale l'energia dei primi viene prevalentemente trasferita ai detriti per metterli in movimento, mentre l'energia dei secondi viene trasferita ai detriti per mantenerli in movimento. Tra i processi elementari connessi al dilavamento si possono citare i seguenti:

- **erosione della pioggia battente** (*splash erosion*); azione meccanica della pioggia sul terreno, molto efficace con gocce grosse, precipitazioni intense e grandine;
- **erosione areale** (*sheet erosion*); si manifesta con ruscellamento diffuso su superfici più o meno grandi;
- **erosione a rivoli** (*rill erosion*); inizia con la concentrazione dell'acqua in rivi in seguito al riunirsi di filetti idrici secondo linee di scorrimento preferenziali; è un ruscellamento embrionale entro rivoli quasi paralleli e discontinui (**fig. 1.2**);
- **erosione a solchi** (*gully erosion*); concentrazione del flusso superficiale (*ruscellamento concentrato*) in rivi con elevate portate e velocità di corrente; l'acqua è responsabile di una *erosione lineare*, con formazione di *fossi*, *solchi di erosione* e *calanchi*; sono fenomeni che potrebbero essere collocati fra gli insiemi dei processi di dilavamento e fluviali (**fig. 1.3**);
- **inondazione a coltre o a lamina** (*sheet flood*); manifestazione intensa dell'erosione areale; si verifica su superfici a debole pendenza, sulle quali l'acqua mantiene forte spessore ed elevata energia a causa dell'intensità della piovogge.



Fig. 1.2 - In occasione di piogge intense (rovesci temporaleschi) l'acqua torbida si raccoglie in numerosi rivoli con andamento quasi parallelo, con spiccata capacità erosiva. Si formano evidenti incisioni sulla scapata e depositi vagamente conoidi ai suoi piedi.



Fig. 1.3a - Un impetuoso torrente incide la roccia producendo un solco che, con il tempo, è destinato ad approfondirsi. L'azione erosiva è facilitata dalla velocità dell'acqua, conseguenza della notevole pendenza.

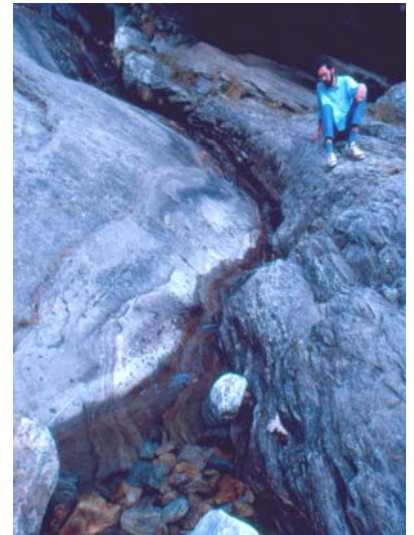
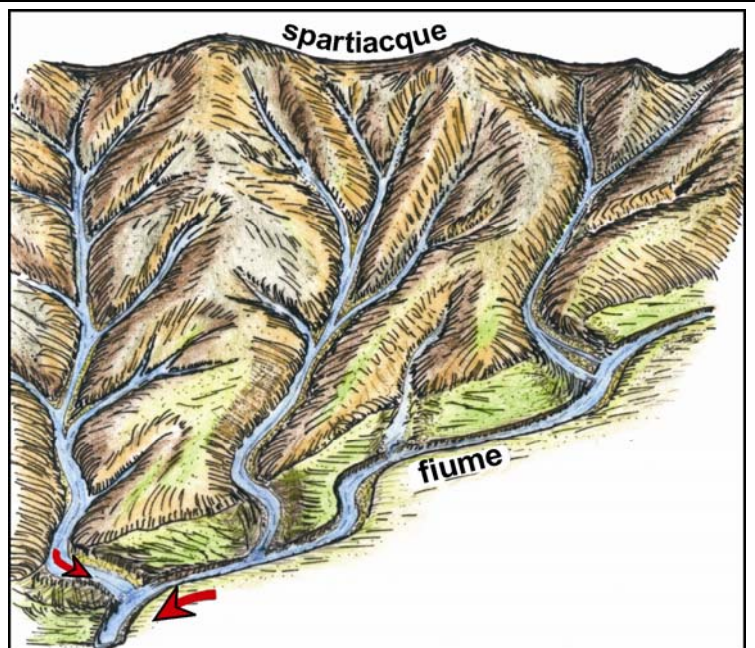


Fig. 1.3b - Un piccolo torrente montano può produrre, in tempi di decenni e di secoli evidenti incisioni anche sulla roccia più "dura" e consistente.

Fig. 1.4 - L'acqua delle precipitazioni ruscella sul terreno, raccogliendosi in rigagnoli; questi sono incisioni che formano una trama di solchi (**reticolo idrografico**) con dimensioni maggiori verso valle. Il fiume, raccoglie le acque che scendono dalle pendici circostanti e si ingrandisce per l'incremento del flusso idrico (portata).

L'espressione "*reticolo idrografico*" è molto rappresentativa. Infatti l'insieme dei solchi costituisce, a tutti gli effetti, un vero e proprio "*reticolo*". "*Idrografico*", in quanto "*disegnato dall'acqua*". Tale disegno risulta particolarmente evidente dalla fitta trama delle linee blu riportate sulle carte topografica, soprattutto quando illustranti porzioni di territori montani.



1.2 - Il reticolo idrografico

L'erosione è molto più efficace dove l'acqua si raccoglie in solchi e quindi in ruscelli; questi disegnano sul terreno una trama più o meno fitta di piccoli canali ad andamento spesso tortuoso; verso valle, confluiscono, raccolgono altra acqua e si ingrandiscono. Sono linee di scorrimento preferenziali dell'acqua, lungo le quali l'erosione esercita maggiormente l'azione di erosione (fig. 1.4).



L'acqua, da sola, ha scarso potere erosivo. Durante i periodi di scarse precipitazioni le acque dei fiumi sono limpide e l'erosione è molto limitata; i piccoli ruscelli possono rimanere addirittura asciutti. Diversa è la situazione in occasione di precipitazioni intense e prolungate; le acque fangose trascinano nei letti dei fiumi grandi quantità di detriti strappati dai terreni circostanti (da qui il colore "terra" dei torrenti in piena). L'insieme di quei detriti (i cui grani possono avere anche la dimensione di ghiaia e addirittura di grossi massi) costituisce il cosiddetto **carico solido** che è il vero responsabile dell'azione erosiva (fig. 1.5). Questa è funzione del trasporto solido che dipende a sua volta dalla velocità e dalla quantità d'acqua (portata idrica).

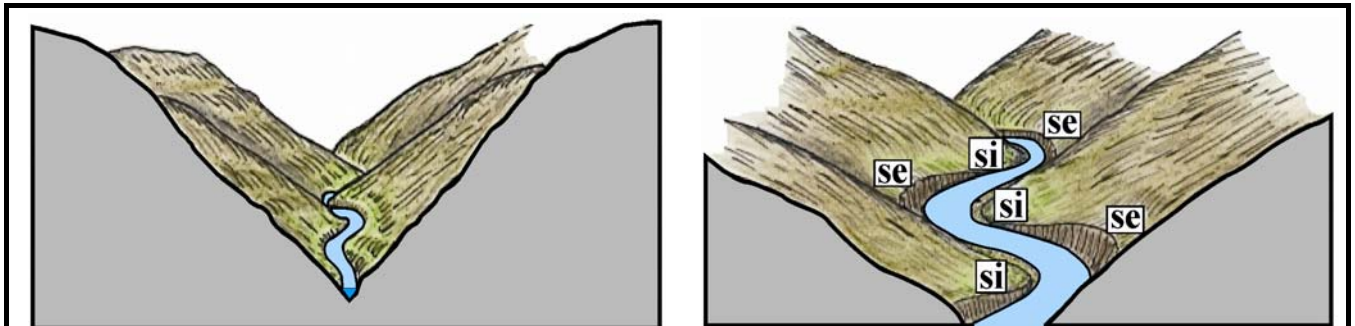


Fig. 1.6 - L'acqua incide il terreno e si formano solchi che, con il tempo, diventano profondi, con pareti laterali più o meno inclinate. In tempi lunghi (centinaia di millenni e milioni di anni) il solco si approfondisce diventando una **valle fluviale** dal profilo a "V". Con il tempo il fiume forma delle anse i cui fianchi sono sottoposti all'azione erosiva più efficace sulle sponde esterne (se), quasi nulla su quelle interne (si).

L'erosione delle acque correnti superficiali è detta **erosione normale**, perché agisce perpendicolarmente alla superficie del suolo. In tempi della durata di millenni o di milioni di anni, essa produce le cosiddette **valli fluviali**, dalla tipica sezione trasversale a "V" (figg. 1.6 e 1.7).

La complessa rete di canali naturali che confluiscono fra loro, fino ad alimentare un unico corso, è detta **reticolo idrografico** (fig. 1.4). Si tratta un insieme di "incisioni" destinate, con il tempo, per erosione, ad approfondirsi, con asportazione di grandi quantità di materiali detritici. L'area drenata dal reticolo idrografico diventa una sorta di depressione che ricorda la forma di un catino (**bacino imbrifero**; figg. 1.8 e 1.9). L'erosione è una caratteristica dell'acqua corrente e determina in modo diretto la natura dei fondali dei fiu-



Fig. 1.7 - Tipica **valle fluviale** dal profilo a "V".

mi in funzione delle pendenze e della velocità dell'acqua, soprattutto durante le piene. Troveremo infatti roccia viva, massi e grosse pietre negli alvei degli impetuosi torrenti montani; tutto ciò che è di dimensioni inferiori viene trascinato a valle. Sabbia e limo caratterizzano i fiumi di pianura, dove la corrente è quasi sempre così debole da non smuovere le particelle più leggere se non durante le piene (**fig. 1.10**). La corrente è il fattore principale di questi ambienti, anche dal punto di vista biologico (**scheda 1.1**).

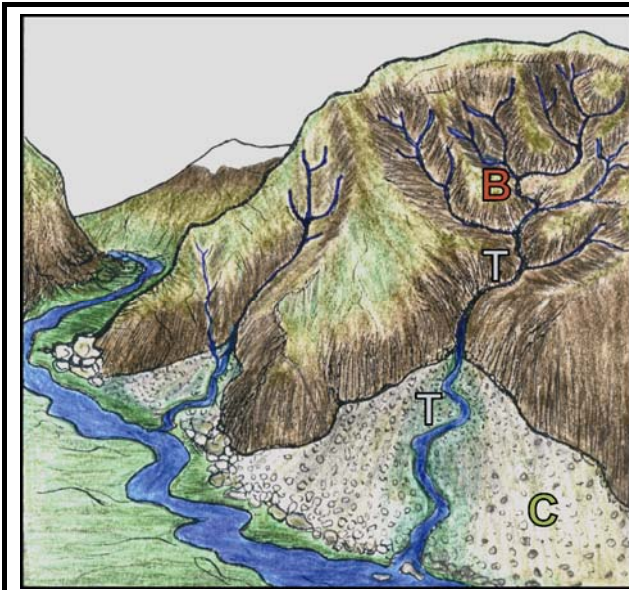


Fig. 1.8 - L'erosione provoca l'asportazione di materiali e formazione di una depressione (in alto a destra) detta **bacino imbrifero (B)**. Su esso il **reticolo idrografico** raccoglie le acque che ruscellano sul terreno per convogliarle nel corso principale (**T**) e quindi nel fiume di fondovalle. I torrenti delle porzioni più alte del bacino hanno elevata pendenza e notevole velocità delle acque; sono trascinati a valle detriti grossolani e, in occasione di intense precipitazioni, anche massi. Presso il fondovalle la pendenza diminuisce ed anche la velocità dell'acqua che così non ha più la forza di trasportare i detriti più grossi; questi vengono "abbandonati" a formare depositi a forma di ventaglio detti **coni detritici alluvionali (C)**.



Fig. 1.9 - Questa è una immagine reale, simile a quanto rappresentato nel disegno di **fig. 1.8**. Si osserva infatti la valle principale in basso da monte (destra) a valle (sinistra). In primo piano, sul versante sinistro della valle principale, si distingue un piccolo bacino imbrifero che alimenta un affluente; questo, nel suo tratto terminale, per la minore pendenza, determina la formazione di un esteso cono detritico che invade buona parte della valle principale. Si tratta di una situazione di elevata instabilità; eppure sono state costruite numerose case di villeggiatura, quindi a forte rischio idrogeologico.

L'erosione un fenomeno naturale con il quale l'uomo si è sempre misurato. Uno degli aspetti più evidenti è rappresentato dai "movimenti di terra" in prossimità dei corsi d'acqua che causano, soprattutto durante le piene, franamenti di sponde e inondazioni, spesso con gravi conseguenze per le attività umane. Gli ingegneri idraulici hanno sempre considerato il reticolo idrografico come un insieme di canali atti a far defluire l'acqua senza considerare la complessità dei fenomeni biologici associati agli ambienti fluviali (**schede 1.2, 1.3 e 1.4**).

I corsi d'acqua sono stati in gran parte rettificati, gli alvei sono stati "normalizzati", le sponde rese parallele, i fondali cementificati, i percorsi resi lineari, i fiumi trasformati in canali artificiali (**figg. 1.11**). Si è cercato di banalizzare la varietà di microambienti (rapide, lame, salti, lanche, spiagge,...), in grado di ospitare numerose specie vegetali ed animali (**fig. 1.12**). Le opere di cementificazione sono molto costose e, salvo qualche caso, sono inutili e addirittura dannose perché, eliminando le irregolarità naturali del fiume, favoriscono l'incremento della velocità dell'acqua e della erosione.

Il reticolo idrografico, rappresentato su una carta topografica, appare come una trama di linee più o meno sinuose, fitte ed intrecciate, che origina un "disegno" il cui aspetto dipende da numerosi fattori in relazione soprattutto alle caratteristiche dei materiali sui quali scorrono le acque superficiali, al clima, alla copertura forestale, ecc... Per esempio la *densità di drenaggio* (numero di incisioni fluviali per unità di superficie) è meno accentuata su terreni duri rispetto a quelli teneri (**fig. 1.13**). A seconda delle situazioni l'aspetto del reticolo idrografico può essere molto diverso. Vale comunque l'avvertenza che il riconoscimento sul terreno di una forma rispetto ad un'altra non è sempre agevole, come accade tutte le volte che si vuole catalogare la complessità della Natura in semplici schemi di classificazione.

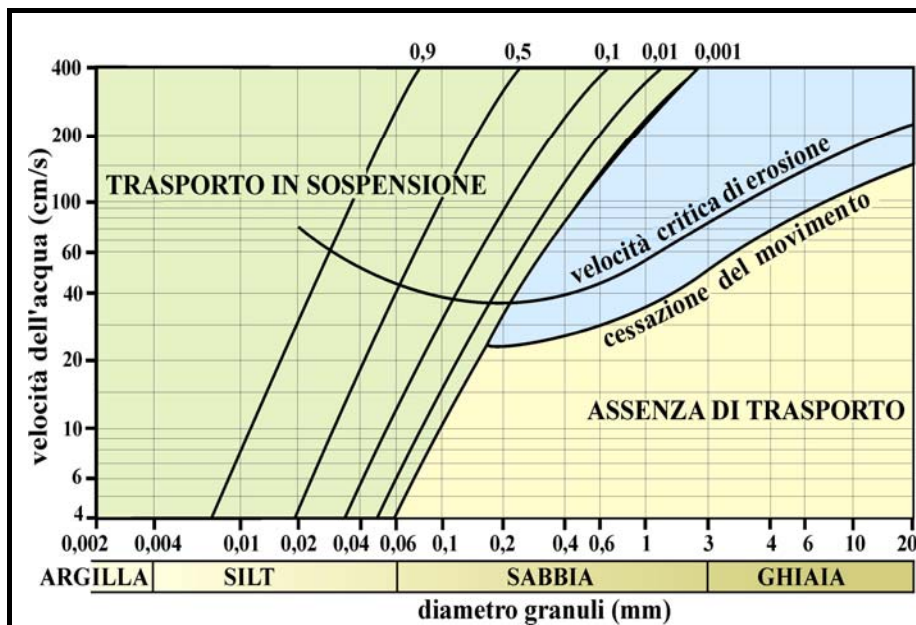


Fig. 1.10 - Relazione tra velocità dell'acqua e granulometria del detrito alluvionale. La curva della **velocità critica di erosione** indica la velocità minima per muovere il materiale dal fondo. La movimentazione dei materiali è più facile con granulometrie intorno a 0,2 mm rispetto a granuli più piccoli, fra loro legati da maggior coesione. Una volta che il materiale è in movimento occorre una velocità inferiore affinché avvenga la **cessazione del movimento**. I valori sulla parte superiore del diagramma si riferiscono alle curve della *concentrazione relativa del trasporto solido*, rapporto tra la torbidità a metà altezza tra superficie e fondo e quella presso il fondo.

Classificazione delle categorie granulometriche in funzione delle dimensioni dei grani.

classificazione dei grani	dimensioni dei grani [mm]		velocità corrente [cm/s]
ghiaia con massi	> 256		molto rapida (> 100)
ghiaia con ciottoli grossolani	64 ÷ 256		rapida (61 ÷ 100)
ghiaia con ciottoli medi	4 ÷ 64		moderata (31 ÷ 60)
ghiaia con ciottoli piccoli	2 ÷ 4		
sabbia molto grossolana	1 ÷ 2		lenta (6 ÷ 30)
sabbia grossolana	0,5 ÷ 1	1/2 ÷ 1/1	
sabbia media	0,25 ÷ 0,5	1/4 ÷ 1/2	
sabbia fine	0,125 ÷ 0,25	1/8 ÷ 1/4	
sabbia molto fine	0,0625 ÷ 0,125	1/16 ÷ 1/8	molto lenta (0 ÷ 5)
silt grossolano	0,0312 ÷ 0,625	1/32 ÷ 1/16	
silt medio	0,0156 ÷ 0,0312	1/64 ÷ 1/32	
silt fine	0,0078 ÷ 0,0156	1/128 ÷ 1/64	
silt molto fine	0,0039 ÷ 0,078	1/256 ÷ 1/128	
argilla	< 0,0078	< 1/256	

1.3 - Gli alvei dei corsi d'acqua e le alluvioni

L'impeto dell'acqua che corre lungo una ripida incisione (es. in **fig. 1.3**) è conseguenza della pendenza dell'alveo. Esiste una relazione che lega la velocità del flusso idrico con la pendenza del profilo longitudinale. Maggiore è la velocità dell'acqua, più elevata è la capacità di trasporto solido; quindi la pendenza dell'alveo determina anche le dimensioni e la quantità dei detriti messi in movimento e trasportati a valle. L'alta montagna presenta versanti molto ripidi lungo i quali, secondo linee di massima pendenza, l'acqua incide solchi che costituiscono il reticolo idrografico. Sono alvei naturali in cui solo i massi di maggiori dimensioni non vengono strappati dalle loro posizioni durante le piene, quando più cospicue sono le portate e maggiore la capacità di trasporto solido. I materiali con granulometria più piccola sono trascinati a valle. Un torrente montano appare con un alveo incassato tra pareti rocciose e con il fondo "ingombro" di massi che ostacolano il flusso dell'acqua, costringendola ad "aggirare"



Fig. 1.11 - Un torrente "cementificato", dopo un intervento di sistemazione idraulica. Le sponde sono lisce pareti, incapaci di opporsi, per attrito, al flusso dell'acqua. La corrente, in occasione delle manifestazioni di piena, risulta pertanto più veloce e quindi più pericolosa per la sua maggiore energia erosiva.

piccole dighe naturali, a compiere salti per scavalcare rocce meno facilmente erodibili o a scorrere veloce formando piccole ed impetuose rapide. Lungo il suo corso superiore, il torrente vede il repentino alternarsi di tratti con velocità di flusso molto diverse, ma sempre piuttosto elevate.

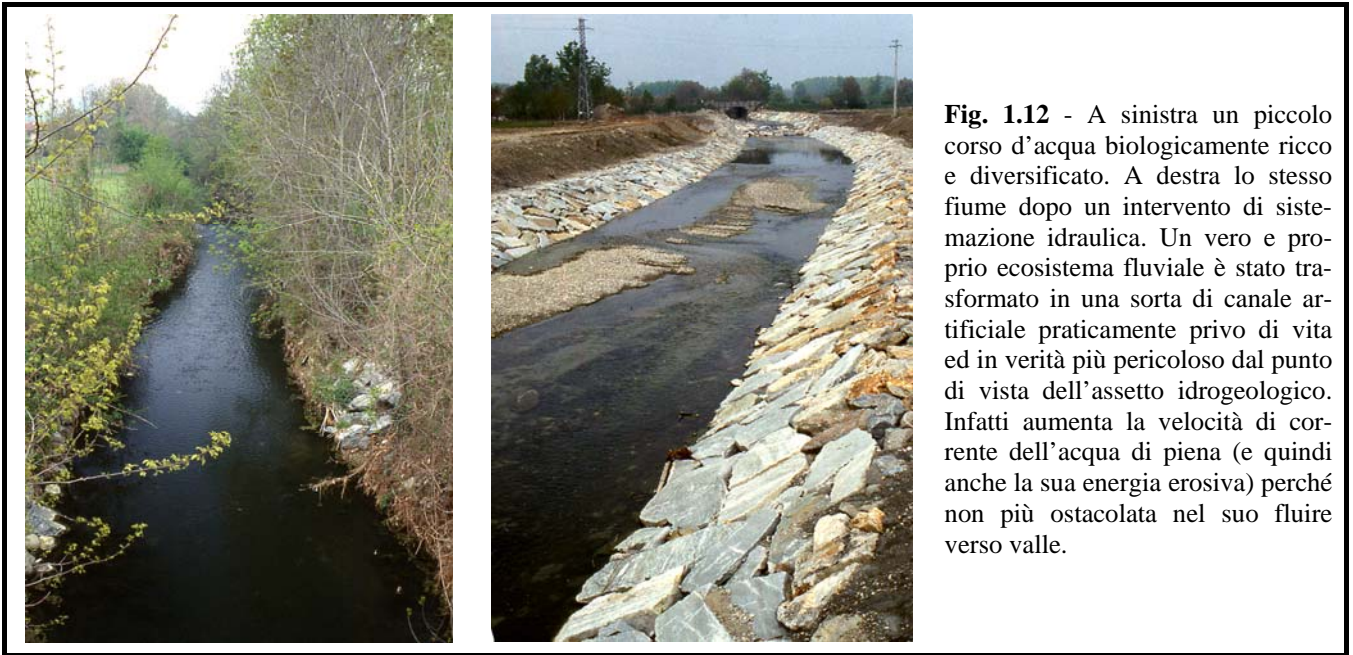


Fig. 1.12 - A sinistra un piccolo corso d'acqua biologicamente ricco e diversificato. A destra lo stesso fiume dopo un intervento di sistemazione idraulica. Un vero e proprio ecosistema fluviale è stato trasformato in una sorta di canale artificiale praticamente privo di vita ed in verità più pericoloso dal punto di vista dell'assetto idrogeologico. Infatti aumenta la velocità di corrente dell'acqua di piena (e quindi anche la sua energia erosiva) perché non più ostacolata nel suo fluire verso valle.

Verso valle diminuisce la pendenza dell'alveo; compaiono tratti, via via più ampi, in cui la velocità dell'acqua non è sufficiente al trasporto di ciottoli di medie dimensioni che, quindi, vengono lasciati sul fondale a formare i **ghiareti**. In altri tratti, dove ostacoli naturali rallentano la corrente, si formano fondali prevalentemente costituiti da ghiaia sempre più minuta. Sono ancora rari i letti sabbiosi. È necessario scendere a valle, allo sbocco delle vallate, per trovare banchi di una certa consistenza. Giunto in pianura, il fiume corre veloce solo in corrispondenza di brusche variazioni di pendenza, dove si formano ampie **rapide** su fondo ciottoloso, ma destinate a diventare più rare. In corrispondenza di qualche **lanca** o presso le rive, dove l'acqua è più tranquilla, quasi stagnante, si hanno le condizioni per la formazione di depositi di limo; questa è tipica dei fiumi di pianura, dove la corrente, anche di piena, ha minore capacità di trasporto dei solidi.

La granulometria dei detriti diminuisce da monte a valle in funzione della pendenza del corso d'acqua (fig. 1.10). I materiali detritici depositati dai corsi d'acqua sul fondo delle vallate e in pianura, sono detti **depositi alluvionali** (o **alluvioni**; dal latino *alluvio*). Il trasporto solido aumenta col crescere della portata e risulta molto elevato in occasione delle **piene**. Queste sono il risultato di situazioni idrometeorologiche particolari: la portata in un fiume cresce, fino a decine e centinaia di volte superiore a quella media, a causa di abbondanti precipitazioni sul bacino. Aumenta il livello dell'acqua che può anche superare i margini superiori dei fianchi dell'alveo (**argini**; **fig. 1.14**), con conseguente allagamento delle campagne circostanti (alluvione o **esondazione**). Gli allagamenti possono produrre effetti disastrosi sulle attività umane. In occasione della grande piena del Polesine del novembre 1951, il giorno 14 la portata del Po superò i 10.000 m³/sec, contro un valore medio annuo di 1.500 m³/sec. La piena rovinosa dell'Arno a Firenze, del 4 novembre 1966, raggiunse i 2.200 m³/sec, oltre 20 volte la portata media annua; se teniamo conto che la portata minima storica, dopo un lungo periodo siccitoso, si verificò nell'agosto 1931 con poco più di 2 m³/sec, ci si rende conto della variabilità delle portate nei corsi d'acqua. Le portate di piena possono essere fino a decine di migliaia di volte superiori a quelle di magra.

L'esondazione non è condizione necessaria per definire la piena; questa si può manifestare in modo meno accentuato, senza provocare allagamenti. Il fenomeno della piena comporta un notevole aumento della portata, un incremento della quantità e della velocità dell'acqua che corre nell'alveo del fiume. È acqua torbida perché trascina con sé detriti strappati dai terreni del bacino imbrifero per mezzo dell'erosione (ruscellamento). Quando la piena si esaurisce, nel letto del fiume e nelle campagne circostanti se vi è stata esondazione, rimangono i materiali detritici, la cui composizione e granulometria assume aspetti caratteristici da monte a valle. Ma il fatto importante è che **i materiali delle alluvioni presentano una composizione granulometrica relativamente omogenea**. La velocità dell'acqua è il fattore più importante nel determinare le dimensioni dei grani che vengono depositati. Se una corrente in un tratto dell'alveo (o al di fuori di esso in occasione di una piena con esondazione) ha velocità "lenta" (intorno a 25 cm/s; **fig. 1.10**), essa è in grado di trasportare materiali con granulometria pari o inferiore a quella della sabbia (grani con diametro inferiore a 2 mm); si deposita la ghiaia fine mentre i grani più

piccoli vengono depositati a valle dove diminuisce la corrente e i ciottoli più grandi vengono depositati a monte dove la corrente stessa è più veloce. Un corso d'acqua che trasporti materiali di varie dimensioni, con velocità minore da monte a valle, deposita detriti che hanno dimensioni progressivamente minori. Nei depositi fluviali si osserva una certa separazione dei materiali secondo la granulometria, ma sono presenti anche granulometrie miste, che denotano l'irregolarità delle correnti, specie nei corsi d'acqua con regime più variabile.

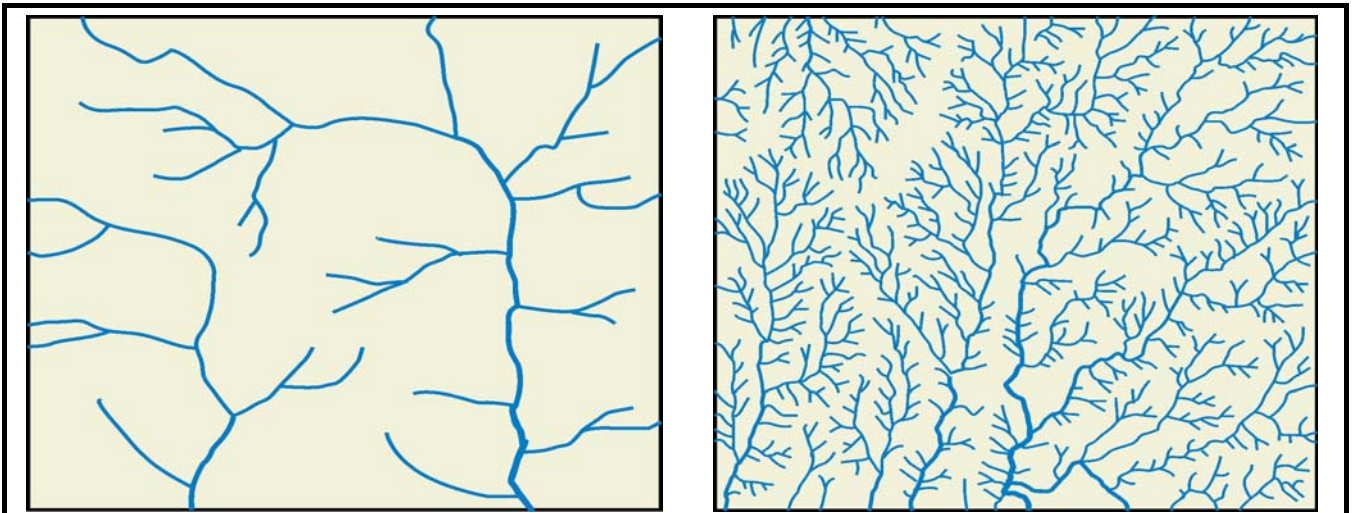
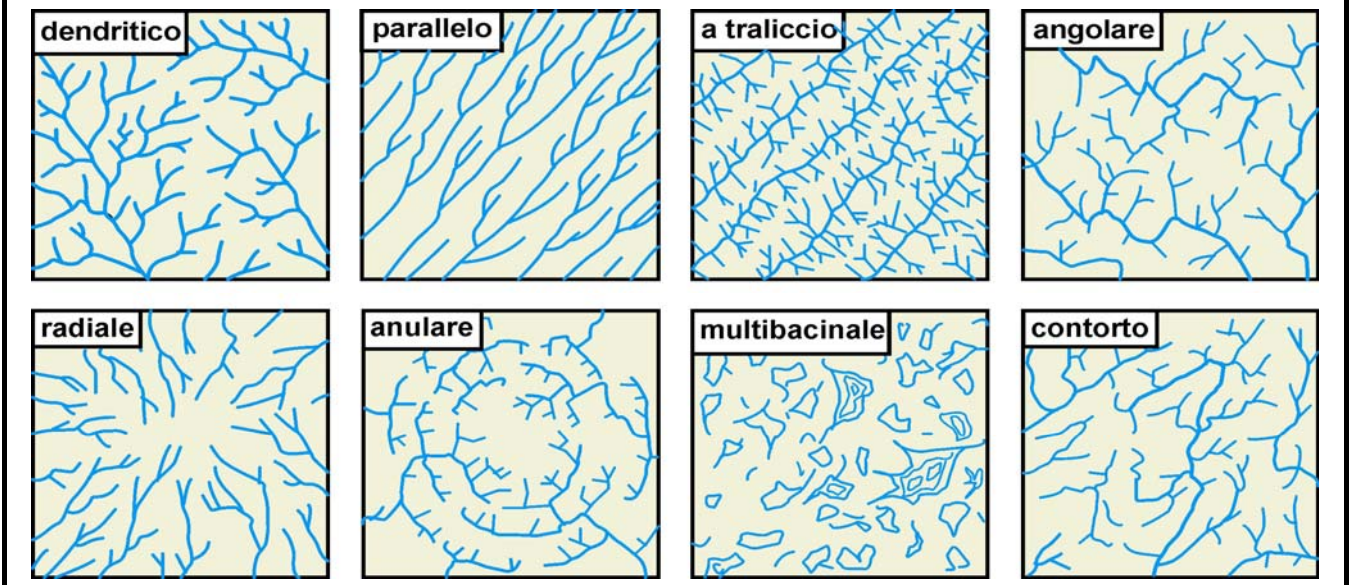


Fig. 1.13 - Aspetti diversi della densità di drenaggio su terreni duri (per esempio granito, a **destra**) e teneri (per esempio argilla, a **sinistra**) e classificazione dei reticoli idrografici (**in basso**).



Le piene sono fenomeni idrologici conseguenti a intense precipitazioni. I rovesci temporaleschi della durata di poche ore possono innescare piene improvvise in piccoli torrenti montani o in fiumi di pianura alimentati da piccoli bacini. Tali piene, a parità di intensità e durata delle precipitazioni, possono essere più cospicue, sia come portata, sia come trasporto solido (maggior erosione) se i bacini non sono ben protetti dalla vegetazione. Questa frena l'impeto dell'acqua allungando il tempo impiegato da essa per giungere al torrente (*tempo di corrivazione*) e soprattutto limita la possibilità di movimento delle particelle detritiche del terreno, diminuendo il trasporto solido. Il disboscamento e le attività agricole che necessitano di ampie porzioni di terreno poco protetto dalla vegetazione, sono le cause principali del cosiddetto **dissesto idrogeologico**. Questo può essere definito come l'insieme di fenomeni naturali e di origine antropica che favoriscono i fenomeni erosivi.

I rovesci temporaleschi non producono gli stessi effetti sui grandi bacini. Le piene di fiumi come il Po, l'Arno, il Tevere,... sono dovute a piogge intense, con durata di molte ore, anche di alcuni giorni. Se le piene dei piccoli fiumi possono essere limitate con una saggia politica di prevenzione contro il dissesto idrogeologico (per esempio con il rimboschimento), più difficile è ridurre gli effetti delle piene dei grandi fiumi. Le gocce della pioggia, una volta giunte al suolo in un ampio bacino, impiegano parecchio tempo prima di giungere nel letto del fiume, almeno quelle che cadono nelle zone più lontane; le poche ore di "ritardo" imposte da una fitta vegetazione sui già lunghi tempi di corrivazione dei grandi bacini hanno scarsa influenza. Forse le disastrose alluvioni del Polesine

del novembre '51 e di Firenze nel novembre '66, sarebbero avvenute ugualmente e con intensità non molto diverse anche se i bacini del Po e dell'Arno fossero stati fittamente boscati.

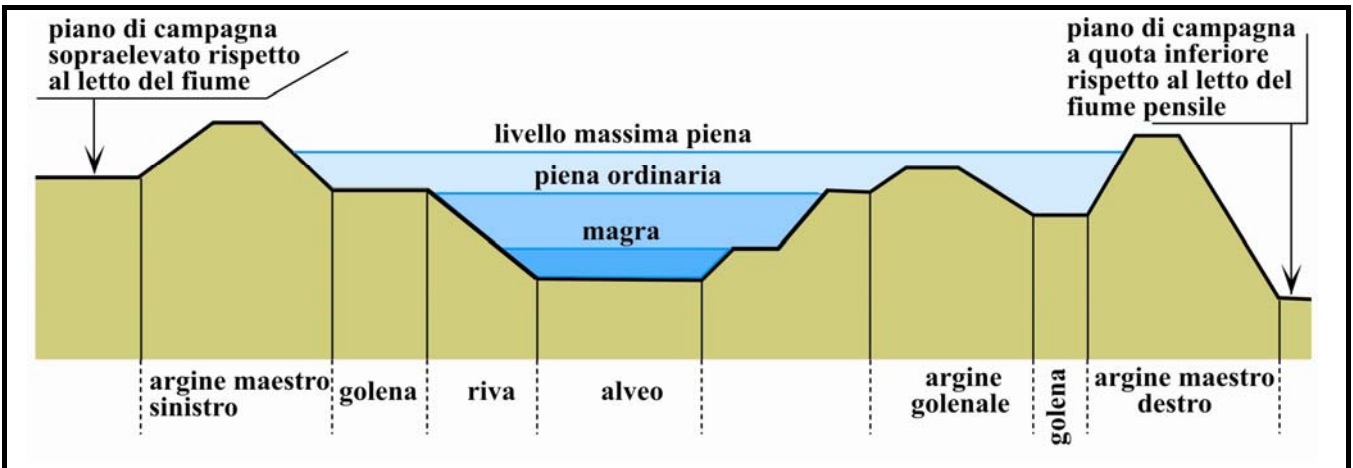


Fig. 1.14 - Tipicamente, lungo il profilo trasversale di un tratto di un grande fiume di pianura si possono riconoscere diversi ambiti spaziali, dal più ristretto (alveo di magra) a quello più esteso, confinato fra gli argini maestri ed occupato in occasione delle più importanti manifestazioni di piena. Tanto più ampie sono le aree golenali, tanto più spazio è disponibile per contenere i flussi di piena. Ma concedere spazio alle golene significa sottrarre territori alle attività produttive. In sede di progettazione spesso si tende, per ragioni economiche, a limitare le zone destinate alle esondazioni. Succede così che gli argini vengano collocati ad una distanza non sufficiente dalle rive del fiume, con conseguente aumento del rischio di esondazione anche sui territori esterni agli argini.

1.4 - Alcune forme tipiche dell'erosione

Quando si formano solchi in terreni teneri, l'erosione rapidamente si accentua in essi; le incisioni si approfondiscono e si allungano a ritroso, ramificandosi e moltiplicandosi. Questo processo può estendersi a interi versanti che vengono profondamente suddivisi da una rete di vallecicole, separate da strette creste con microversanti nudi in rapida evoluzione. È il paesaggio dei *bad lands* ("terre cattive"), descritto originariamente in alcune aree del Dakota, al tempo della prima colonizzazione negli USA. Questo termine è poi entrato nell'uso scientifico. Simili sono i paesaggi a **calanchi** (fig. 1.15), figure d'erosione in ambienti ove l'acqua non è perenne, spesso ai margini di corsi d'acqua, che incidono profondamente una valle aumentando l'instabilità dei versanti.

Il lavoro dell'acqua negli alvei prevalentemente rocciosi può portare alla formazione di scanalature e nicchie semicilindriche. Al piede delle cascate vengono scavate profonde cavità. Nelle rapide, il formarsi di vortici, soprattutto in corrispondenza degli argini e durante le piene, quando maggiore è l'energia erosiva, si formano vortici con movimenti circolari dei ciottoli e della sabbia, che possono formare cavità emisferiche o cilindriche dette **caldaie** o **marmitte dei giganti** (fig. 1.16). Questo processo (*ever-sione*), col tempo, contribuisce all'approfondimento del letto. In molte valli, spesso si osservano tali figure d'erosione in aree decine o centinaia di metri più in alto rispetto all'attuale posizione dei corsi d'acqua; si ha così una percezione di quanto si siano abbassati gli alvei in decine e centinaia di migliaia di anni.

Vale la pena ricordare le improvvise e violente piene fangose che si riversano da piccole, ripide e strette valli laterali su quelle principali; si manifestano in seguito a forti rovesci temporaleschi e vengono denominate **mure** (dal tedesco *muren*).

Si producono dove notevoli masse di materiale fangoso vengono rimosse dalle acque di dilavamento e convogliate negli alvei, ove costituiscono un ostacolo al deflusso delle acque



Fig. 1.15 - I calanchi sono aree caratterizzate da forte erosione dovuta all'acqua di ruscellamento, su terreni poco coerenti e sui quali la vegetazione non riesce ad insediarsi.

correnti. La piena catastrofica si verifica quando l'ostacolo viene sfondato dalla pressione delle acque che si accumulano a monte, le quali, aprendosi improvvisamente un varco, trascinano con se la massa di detriti che le trattenevano. Il fenomeno delle mure è in genere localizzato e tipico di alcune valli secondarie, composte da rocce incoerenti e di argilla, ove si produce con una certa regolarità.



Fig. 1.16 - Sopra si osserva, dall'alto, un corso d'acqua in fase di magra (scarsa portata). L'acqua si muove lentamente da sinistra a destra. Sulla sponda rocciosa in alto è evidente, una **marmitta dei giganti**, risultato dall'azione erosiva di vortici che si formano durante le piene. A destra, in corrispondenza della sponda sinistra (idrografica) rocciosa, quando il livello delle acque si alza nel culmine delle piene, si formano vortici d'acqua che "scavano" cavità emisferiche dette **caldaie** o **marmitte dei giganti**.



Quando un ripido torrentello laterale confluisce nel corso principale, la velocità dell'acqua diminuisce repentinamente; lo stesso fenomeno è frequente allo sbocco dei torrenti in pianura. Da monte a valle, diminuisce

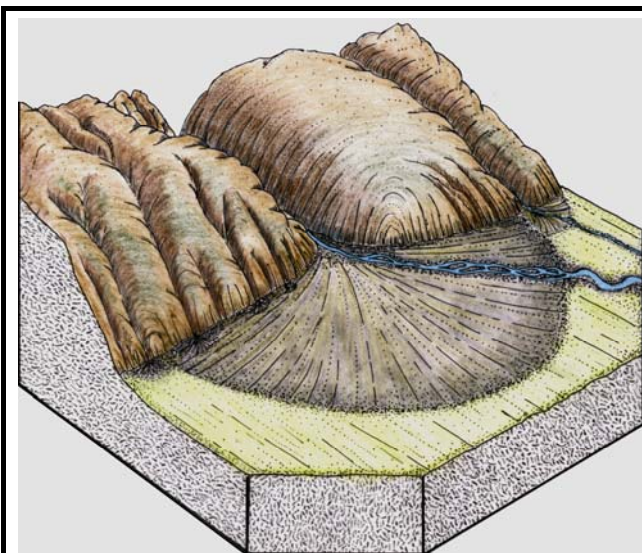


Fig. 1.17 - Allo sbocco dei fiumi in pianura, per la repentina diminuzione della velocità della corrente e della capacità di trasporto solido, vengono depositati i materiali detritici con formazione di coni alluvionali, caratterizzati talvolta da notevoli estensione areale e spessore.

la pendenza degli alvei, ma in certi tratti, talora lunghi poche decine o centinaia di metri, la diminuzione della pendenza è molto prapida ed accentuata. Si ha dunque una brusca variazione della velocità della corrente, una improvvisa caduta della capacità di trasporto solido e una abbondante sedimentazione di materiali detritici con formazione di **coni** (o **conoidi**) **alluvionali** (figg. 1.8 e 1.9). A monte, come si verifica la rottura di pendenza, si manifesta in genere la massima sedimentazione; verso valle diminuiscono quantità di materiale alluvionale e dimensioni dei detriti. Sul cumulo iniziale il corso d'acqua scarica altri materiali distribuendoli sempre nello stesso modo, con quelli più grossolani in alto (*vertice* del cono), più piccoli e più leggeri in basso (*unghia* del cono). Le estensioni dei cono sono molto diverse, da alcune centinaia di metri quadrati (spessi non più di qualche metro al vertice) in corrispondenza di piccoli torrentelli, fino a diversi chilometri quadrati (spessi anche più di 100 m) in corrispondenza dei maggiori fiumi che sfociano nelle pianure (fig. 1.17).

Nei cono di recente formazione, soprattutto in montagna allo sbocco di piccoli torrenti inelle valli principali, nei vertici, sono assai scarse le componenti a granulometria fine;

le acque piovane non sono trattenute e percolano velocemente in profondità; i pendii sono instabili perché altro materiale si aggiunge con possibili movimenti gravitativi (ciottoli che rotolano verso il basso). In stali condizioni la vegetazione non attecchisce; erba e arbusti più resistenti alla mancanza d'acqua possono colonizzare le porzioni marginali, caratterizzate da detriti meno grossolani dove l'ulteriore sedimentazione è meno accentuata.

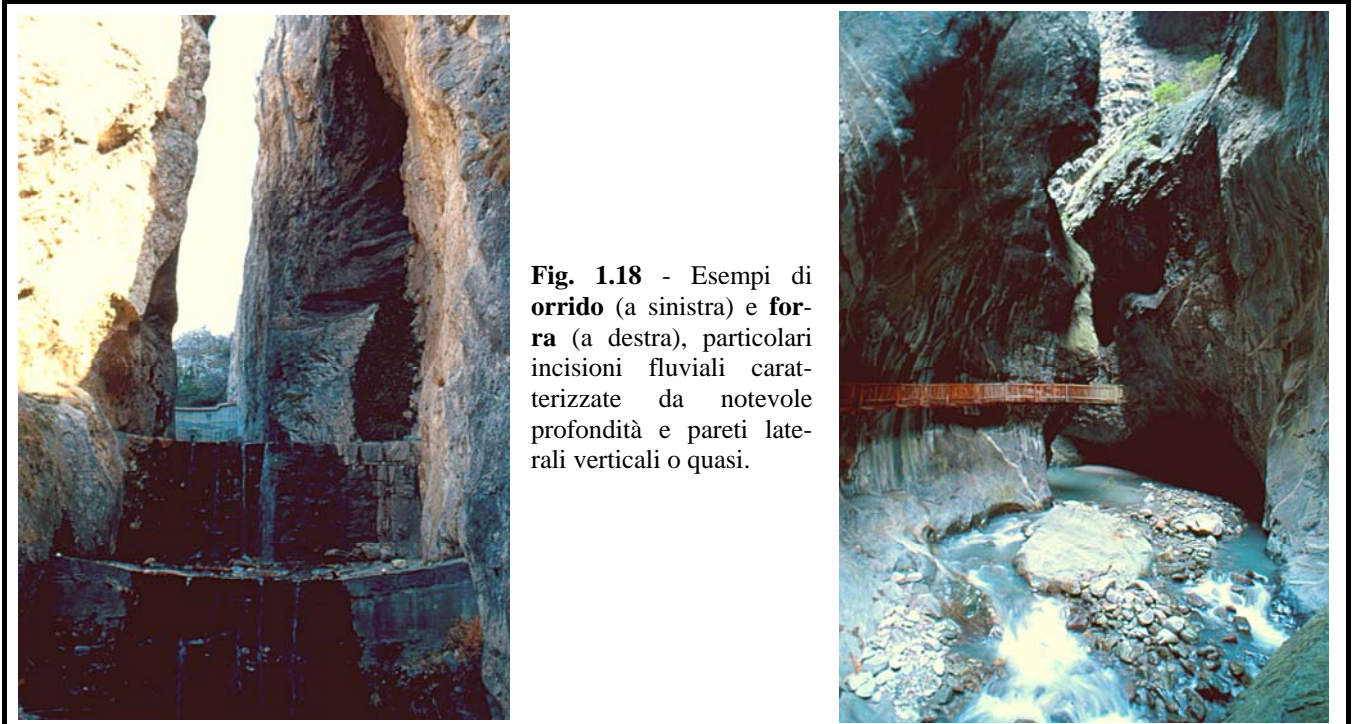


Fig. 1.18 - Esempi di **orrido** (a sinistra) e **forra** (a destra), particolari incisioni fluviali caratterizzate da notevole profondità e pareti laterali verticali o quasi.

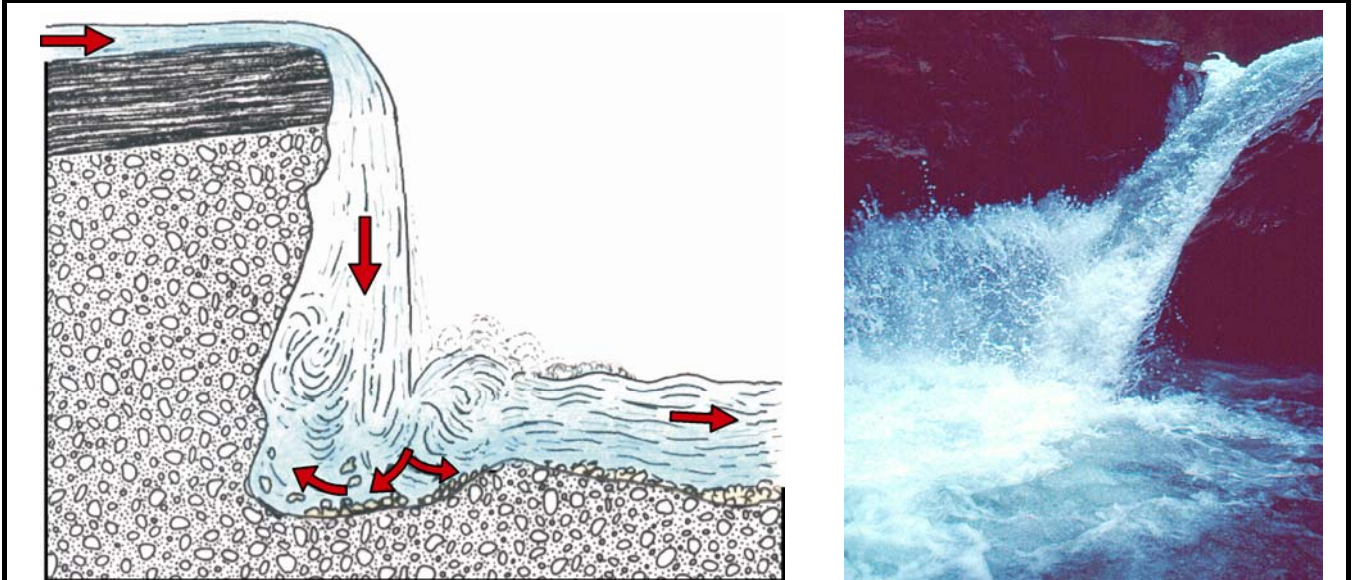
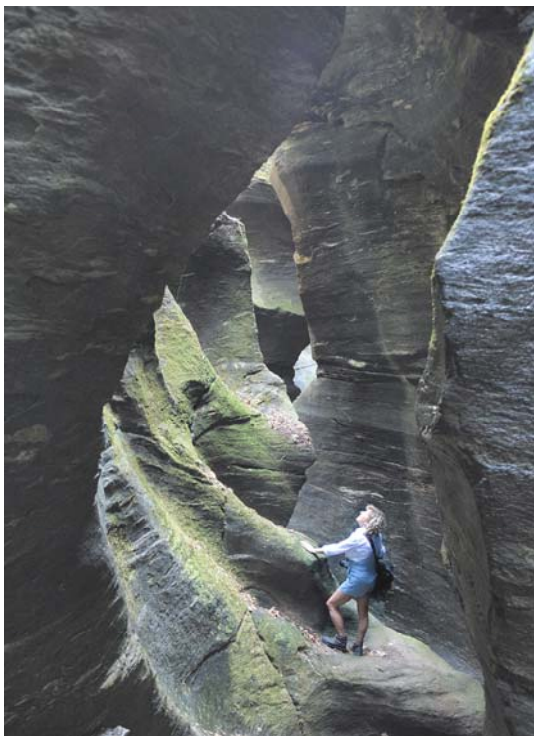


Fig. 1.19 - In alto a sinistra, al fondo della **cascata** l'impeto dell'acqua mantiene in movimento ciottoli che "graffiano" il fondo e i fianchi della parete. Con il passare del tempo la roccia sporgente è destinata a crollare facendo arretrare la cascata.

Nell'immagine in alto a destra è messa in evidenza l'energia con la quale, in una cascata, l'acqua tende a "scavare" in profondità.

A sinistra le famose cascate delle Marmore sul fiume Velino (Italia centrale).



Orrido inciso in arenaria in val Toce (Piemonte).

I corsi d'acqua erodono il fondo e si approfondiscono rimanendo incassati entro ripide pareti, ma per breve tempo; le acque dilatanti erodono anche le pareti che quindi si allargano. Col tempo i processi di approfondimento e di allargamento procedono di pari passo determinando la formazione di valli a V (**figg. 1.6 e 1.7**). Quando un corso d'acqua attraversa rocce molto resistenti esso, sia pur lentamente, tende ad approfondirsi erodendo il fondo, mentre l'allargamento progredisce più lentamente. Si possono avere così valli strette e profonde a pareti verticali (**forre e orridi**; **fig. 1.18**) o appena allargate in alto (**gole**). Se il corso d'acqua si inoltra su rocce improvvisamente più tenere, l'erosione approfondisce repentinamente l'alveo con formazione di un brusco dislivello (**figg. 1.19**) che le acque superano con un salto (**cascata**). Col progredire del processo erosivo la cascata arretra e si rompe in salti più piccoli (**cateratta**), finché viene eliminata, restando solo una pendenza accentuata (**rapida**).

1.5 - Meandri fluviali

Consideriamo un tratto di fiume ad andamento rettilineo. La velocità dell'acqua è massima presso la superficie in corrispondenza dell'asse centrale, dove nessun ostacolo rallenta la corrente. Verso il basso la velocità diminuisce, fino a raggiungere un valore minimo per l'attrito con il fondo; negli interstizi fra i ciottoli o fra i grani di sabbia, la corrente può risultare nulla: un microambiente in grado di ospitare microrganismi (batteri e funghi) e macroinvertebrati (larve di insetti, molluschi, vermi, crostacei,...). Sono organismi bentonici, parte dei quali si nutre di resti di materiale organico contribuendo al processo di autodepurazione del fiume. Essi devono la loro sopravvivenza in acque correnti a quel sottile strato d'acqua che ricopre il fondo in cui la velocità è quasi nulla. La velocità dell'acqua diminuisce anche dal centro verso le sponde: diminuisce la profondità e diventa più importante l'effetto dell'attrito con il fondo e contro le sponde, presso le quali possono trovarsi fasce di acque poco profonde e stagnanti dove prevale la sedimentazione (**fig. 1.20**).

so il basso la velocità diminuisce, fino a raggiungere un valore minimo per l'attrito con il fondo; negli interstizi fra i ciottoli o fra i grani di sabbia, la corrente può risultare nulla: un microambiente in grado di ospitare microrganismi (batteri e funghi) e macroinvertebrati (larve di insetti, molluschi, vermi, crostacei,...). Sono organismi bentonici, parte dei quali si nutre di resti di materiale organico contribuendo al processo di autodepurazione del fiume. Essi devono la loro sopravvivenza in acque correnti a quel sottile strato d'acqua che ricopre il fondo in cui la velocità è quasi nulla. La velocità dell'acqua diminuisce anche dal centro verso le sponde: diminuisce la profondità e diventa più importante l'effetto dell'attrito con il fondo e contro le sponde, presso le quali possono trovarsi fasce di acque poco profonde e stagnanti dove prevale la sedimentazione (**fig. 1.20**).

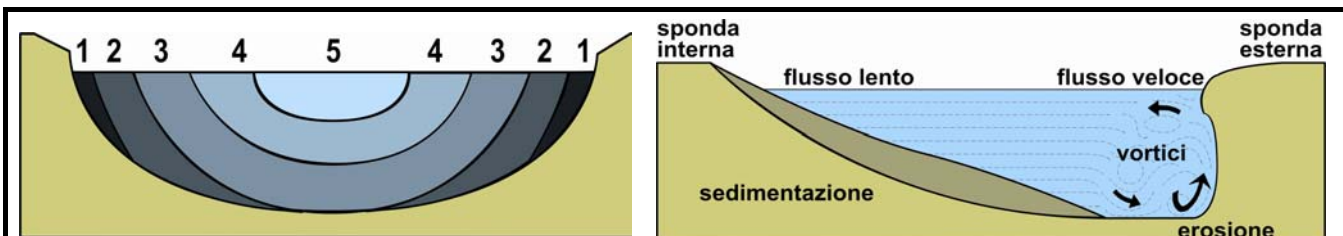


Fig. 1.20 - Lo schema a sinistra mostra come cambia la velocità del fluido in una sezione del corso d'acqua: ferma (1), molto lenta (2), moderatamente veloce (3), veloce (4) e molto veloce (5). In corrispondenza di un'ansa (a destra) la corrente è veloce presso il lato esterno; l'erosione è accentuata; la sponda viene scalzata e la profondità è maggiore. Presso il lato interno la corrente è debole, la profondità dell'acqua diminuisce e prevale la sedimentazione.

Lo schema sopra descritto è teorico; in realtà le situazioni possono essere più complicate. Per esempio la corrente presso il fondo, in corrispondenza delle rapide, può essere molto elevata. La velocità dell'acqua potrebbe risultare accentuata anche presso le sponde favorendo la formazione di vortici. In altri casi, in seguito a periodi siccitosi, la portata può essere così ridotta che la velocità della corrente può risultare quasi nulla anche al centro presso la superficie. Ma in linea di massima è valida la condizione generale per cui la velocità della corrente diminuisce dalla superficie e dal centro di un fiume, verso il fondo e

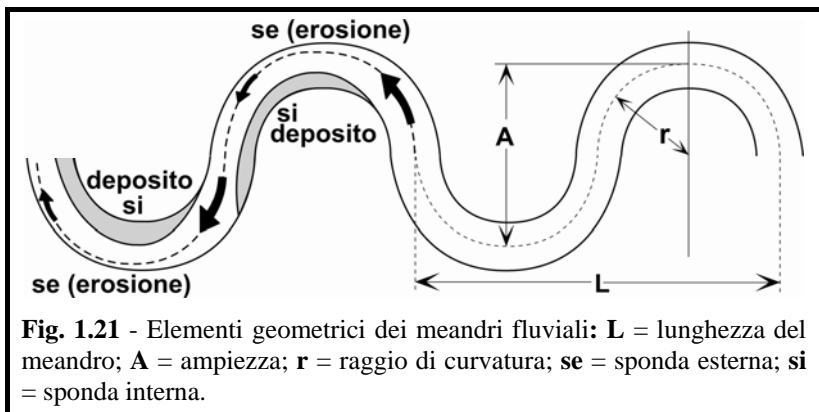


Fig. 1.21 - Elementi geometrici dei meandri fluviali: **L** = lunghezza del meandro; **A** = ampiezza; **r** = raggio di curvatura; **se** = sponda esterna; **si** = sponda interna.

verso le sponde. Uno dei casi che si discosta dalla situazione appena descritta, è il tratto fluviale in corrispondenza di una curva (**ansa**). Presso la riva esterna (**fig. 1.20**) la corrente è più veloce; si formano vortici e la sponda viene scalzata. Nella parte interna la corrente è più lenta e si depositano materiali detritici. Un corso d'acqua che attraversa una pianura o un'ampia valle, scorrendo su materiali sciolti (spesso gli stessi sedimentati anticamente dallo stesso fiume) con debole pendenza, presenta frequentemente successioni di anse indicate con il termine **meandri** (**fig. 1.21**).

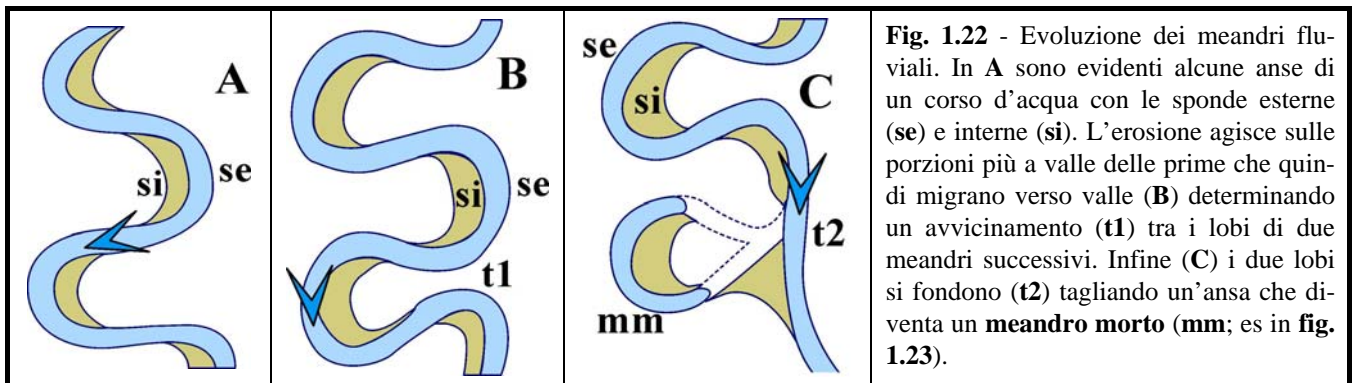


Fig. 1.22 - Evoluzione dei meandri fluviali. In A sono evidenti alcune anse di un corso d'acqua con le sponde esterne (se) e interne (si). L'erosione agisce sulle porzioni più a valle delle prime che quindi migrano verso valle (B) determinando un avvicinamento (t1) tra i lobi di due meandri successivi. Infine (C) i due lobi si fondono (t2) tagliando un'ansa che diventa un **meandro morto** (mm; es in **fig. 1.23**).

L'evoluzione dei meandri avviene per erosione laterale sulla sponda esterna (*concava*) di ogni curva. Dopo aver lambito la sponda il flusso di corrente si sposta verso quella opposta (*convessa*), dove si manifestano gli stessi fenomeni di erosione sul lato esterno e di sedimentazione su quello interno. L'erosione sulle sponde concave accentua le curve delle anse tanto che le stesse giungono a toccarsi (*salto del meandro*). L'erosione è più accentuata nella porzione a valle di ogni ansa; pertanto le curve oltre ad allargarsi si spostano verso valle (**fig. 1.22**). Molte di esse vengono abbandonate (*meandri morti*) e l'acqua può stagnarvi formando laghi arcuati che lentamente si interrano evolvendo in stagni, poi in paludi (*lago di meandro, mortizza, lanca*; **fig. 1.23**). Il salto di un meandro può aversi anche quando, in occasione di una forte piena, l'acqua supera le sponde (esondazione) e scava un nuovo raccordo tra due anse vicine. Meandri ben visibili sono lungo il corso di pianura del fiume Po (**fig. 1.24**).



Fig. 1.23 - Esempio di zona umida (stagno che si evolve prima in ambiente paludoso che successivamente giunge a completo riempimento) derivante dalla presenza di acqua entro meandri abbandonati (*lanca*).

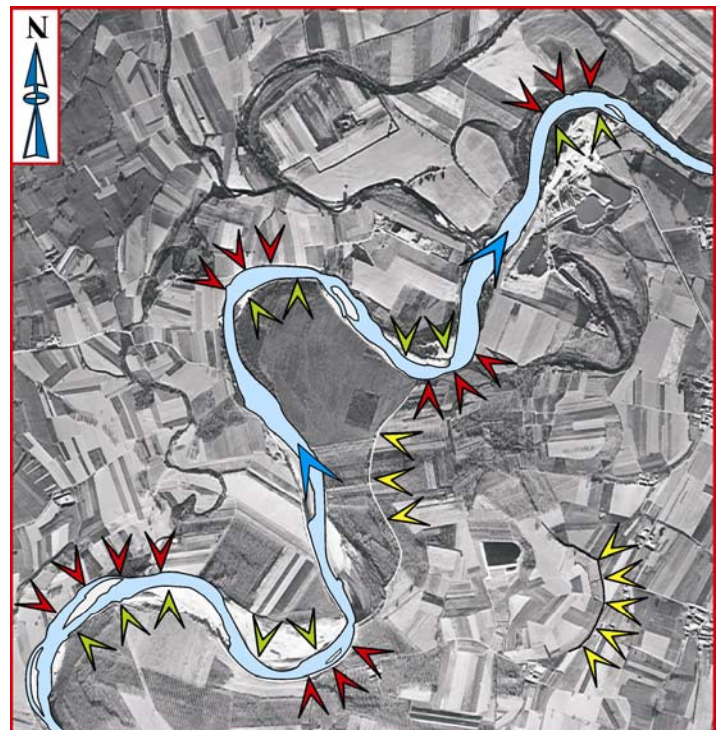


Fig. 1.24 - Foto area dei meandri del fiume Po a monte di Torino. Le **freccette azzurre** indicano il verso del flusso d'acqua. Le **freccette rosse** indicano le sponde esterne (concave, dove prevale l'erosione). Le **freccette verdi** indicano le sponde interne (convesse, dove prevale la sedimentazione). L'azione dell'acqua sposta a valle le anse del fiume che quindi si muovono entro la fascia di pertinenza fluviale. Quando i lobi di due anse successive si congiungono (per esempio in occasione di forte piena) si può avere il "*salto del meandro*" (**fig. 1.22**) del quale, molto spesso ed ancora dopo decenni, secoli ed anche millenni, rimane una traccia più o meno evidente sotto forma di una scarpata a forma di arco (**freccette gialle**); si tratta di tracce dei margini esterni di antichi meandri morti, ormai definitivamente colmati.

I corsi d'acqua, oltre ad avere un andamento rettilineo o meandriforme e più o meno sinuosi (fig. 1.25), possono assumere configurazioni diverse (fig. 1.26). Fra esse le più diffuse sono quelle **intrecciata** ed **anastomosata**. La prima è dovuta alle divagazioni nelle aree di pertinenza fluviale. La configurazione anastomosata è caratterizzata da successive separazioni e ricongiungimenti della corrente attorno ad isole alluvionali (fig. 1.27). Il canale principale è suddiviso in parecchi rami che si incontrano e si separano più volte. Gli sbarramenti che dividono la corrente durante le fasi di magra sono spesso sommersi durante le piene. Questi corsi d'acqua, sono caratterizzati da cospicue portate medie e da un notevole carico detritico fine continuamente mobilizzato (per esempio il Tagliamento). Occorre tuttavia precisare che non sempre è facile distinguere fra queste due configurazioni.



Fig. 1.25 - Il grado di sinuosità è il rapporto tra lunghezza dell'alveo e quella della valle.

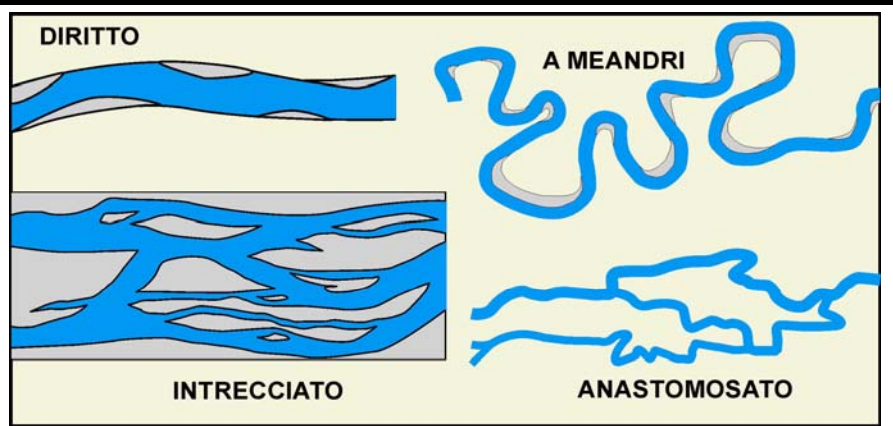


Fig. 1.26 - Classificazione delle principali configurazioni dei corsi d'acqua.

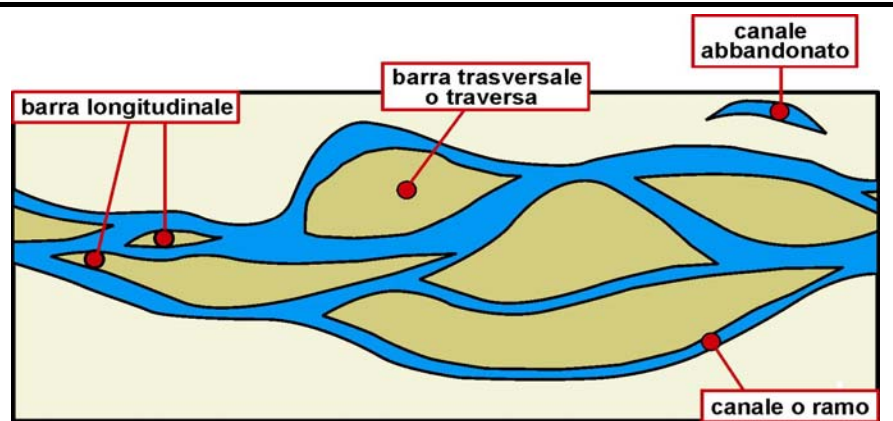


Fig. 1.27 - Figure Caratteristiche di un tratto di corso d'acqua intrecciato

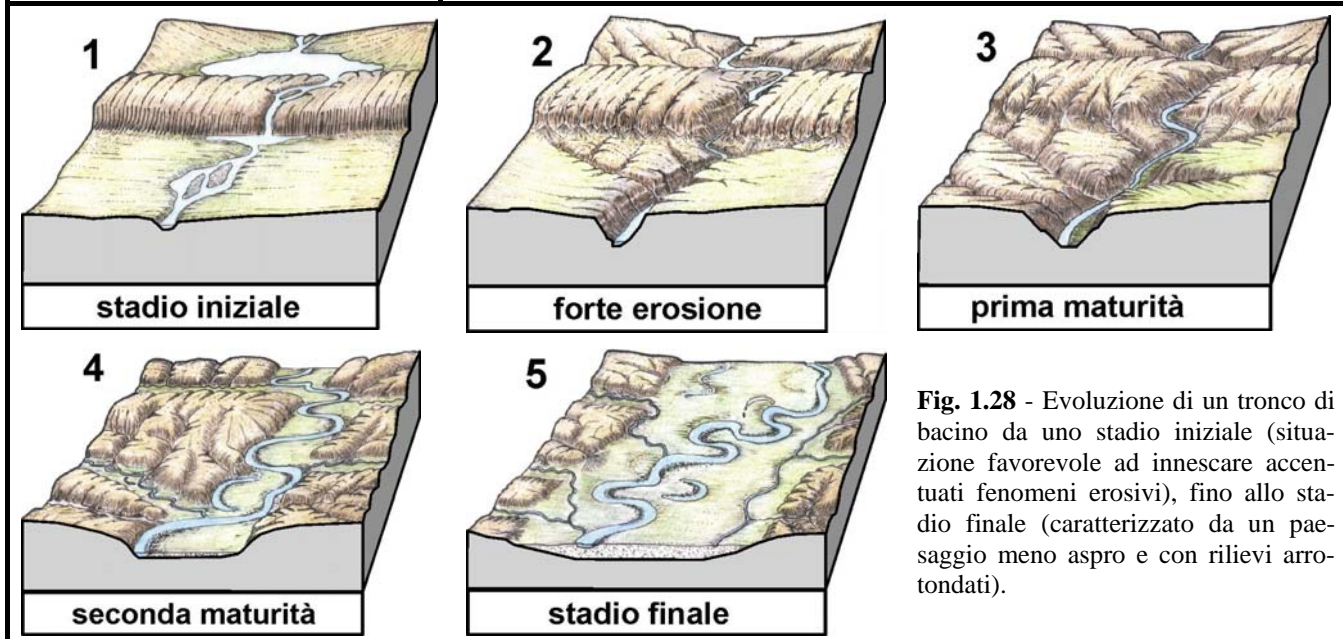
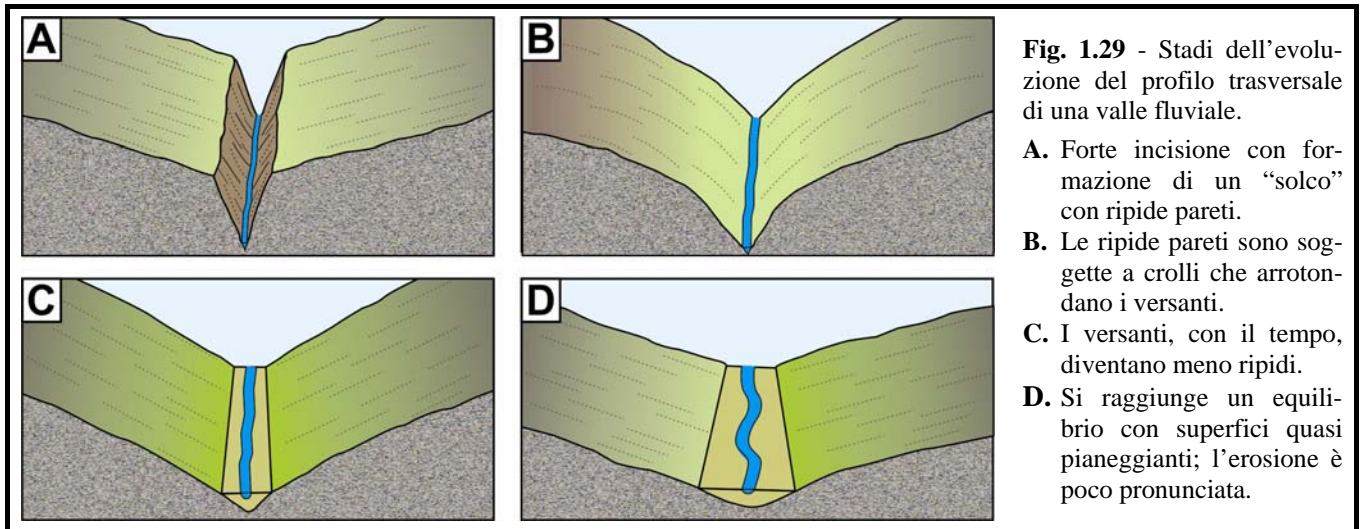


Fig. 1.28 - Evoluzione di un tronco di bacino da uno stadio iniziale (situazione favorevole ad innescare accentuati fenomeni erosivi), fino allo stadio finale (caratterizzato da un paesaggio meno aspro e con rilievi arrotondati).

1.6 - Evoluzione di un bacino imbrifero

Consideriamo un ipotetico bacino imbrifero su una elevata catena montuosa che si affaccia sul mare; esso è solcato da un reticolo idrografico che convoglia l'acqua al corso principale e quindi alla foce, cioè alla *sezione di chiusura del bacino*. Il fiume ha l'aspetto, in tutto il suo percorso, di un ripido ed impetuoso torrente con forre, cascate, rapide. Il paesaggio circostante è dominato da rilievi aspri, simile a quello alpino attuale. L'acqua corre ovunque veloce, ha una elevata capacità di trasporto solido ed esercita una forte erosione. Nella porzione a valle del bacino, fin presso la foce, avviene la sedimentazione dei detriti. Questo scenario descrive un bacino imbrifero nello **stadio di giovinezza** (1 e 2 in fig. 1.28 e "A" in fig. 1.29).



Col passare del tempo (secoli, millenni, milioni di anni a seconda della consistenza dei materiali) il bacino si evolve. L'erosione "addolcisce" il paesaggio, i versanti diventano meno ripidi, si riduce la quota dei picchi e delle creste, le vallate diventano più ampie e si accumulano le alluvionali nelle porzioni a valle e presso la foce. Il fiume principale si distingue in tratti di cui un *tronco alto* montano dove prevale l'erosione, un *tronco intermedio* collinare dove avviene la sedimentazione dei materiali più grossolani mentre continua l'asportazione di quelli più fini ed un *tronco inferiore di pianura* dove predomina la sedimentazione. Questo scenario, tipico di varie parti dell'Europa centrale, descrive un bacino imbrifero nello **stadio di maturità**.

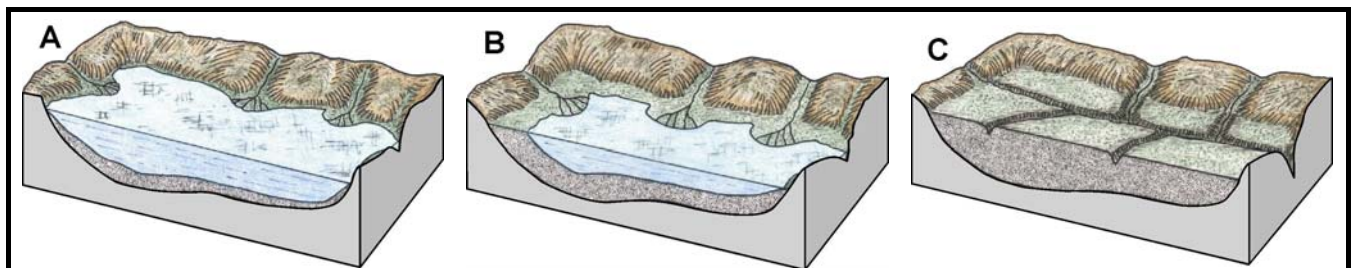
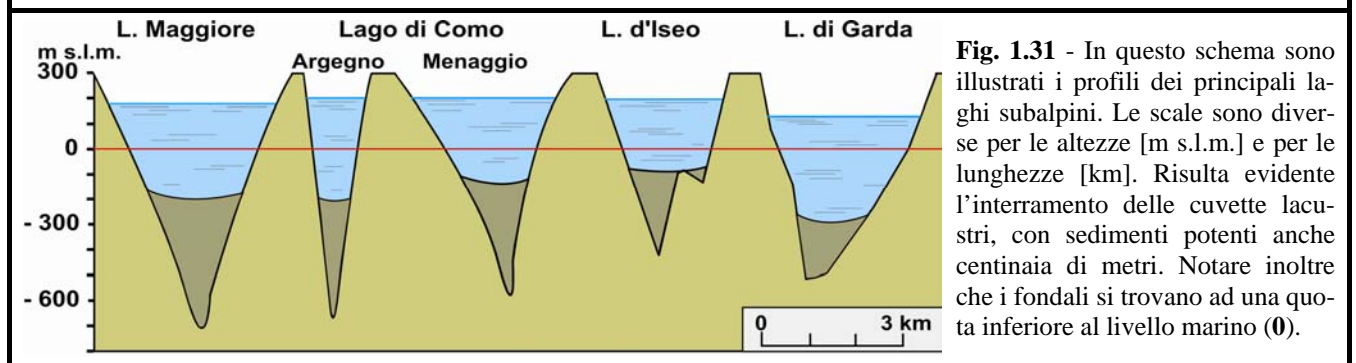


Fig. 1.30 - Con il tempo i rilievi vengono demoliti dall'erosione e i detriti colmano le depressioni (fig. 1.31). I laghi hanno una natura temporanea, destinati a trasformarsi prima in stagni, poi in paludi ed infine in pianure.



Col tempo altro materiale viene trascinato a valle per mezzo dell'erosione. Ma i fenomeni sono più lenti perché anche nelle porzioni a monte la pendenza dei versanti e dei corsi d'acqua è ormai debole e minore è la capacità di

trasporto solido. Si giunge alla situazione in cui il fiume principale ha pendenza uniforme per tutto il suo corso e vi è equilibrio tra erosione e sedimentazione (**stadio di vecchiaia**; **4 e 5** in **fig. 1.28** e “**D**” in **fig. 1.29**). Nei tratti a più debole pendio gli alvei fluviali assumono un andamento serpeggiante (meandri). Dolci e ampie dorsali separano le valli. Emergono solo rilievi isolati formati da rocce più resistenti all’erosione (**5** in **fig. 1.28**). Lo stadio finale di questa evoluzione porta alla formazione di una superficie lievemente ondulata (**penepiano**).

Rispetto allo scenario sopra descritto, le situazioni possono essere molto diverse e più complicate (**scheda 1.5**). L’evoluzione dei bacini imbriferi, in tempi geologici, significa “disfacimento” per erosione dei rilievi e trasporto dei materiali nelle depressioni della crosta terrestre (laghi, pianure, mari; **figg. 1.30, 1.31 e 1.32**). **Con il tempo la crosta terrestre è teoricamente destinata ad essere livellata con scomparsa dei rilievi e riempimento dei mari.**

Alla foce di un fiume in un lago o nel mare, la velocità dell’acqua diminuisce repentinamente provocando una rapida deposizione del carico trasportato. In alcuni casi l’energia del moto ondoso o le ampie oscillazioni delle maree rimuovono i sedimenti che vengono trasportati più lontano. Con questo meccanismo si formano gli **estuari**; essi hanno l’aspetto di canali navigabili, liberi da accumuli di sedimenti. Nella maggior parte delle situazioni la velocità di sedimentazione è superiore a quella di asportazione. Questo processo viene favorito dall’acqua salata che induce le minuscole particelle di detrito a formare ammassi più grossolani che affondano più facilmente. Il materiale più grossolano viene depositato per primo, mentre quello più fine si accumula al largo, analogamente a quanto accade con i coni di deiezione. L’accumulo di sedimenti può diventare molto spesso fino a raggiungere il livello della piana alluvionale (**fig. 1.33**). Con questo meccanismo si formano i **delta** (per esempio la foce del Po) dove il fiume, con acque molto lente, è costretto a farsi strada fra gli stessi sedimenti che ha accumulato, dividendosi in rami minori.



Fig. 1.32 - Lo stadio evolutivo finale di un lago è la palude, un ambiente con acque poco profonde ed ingombre di vegetazione, destinato ad a colmarsi definitivamente fino ad una pianura.

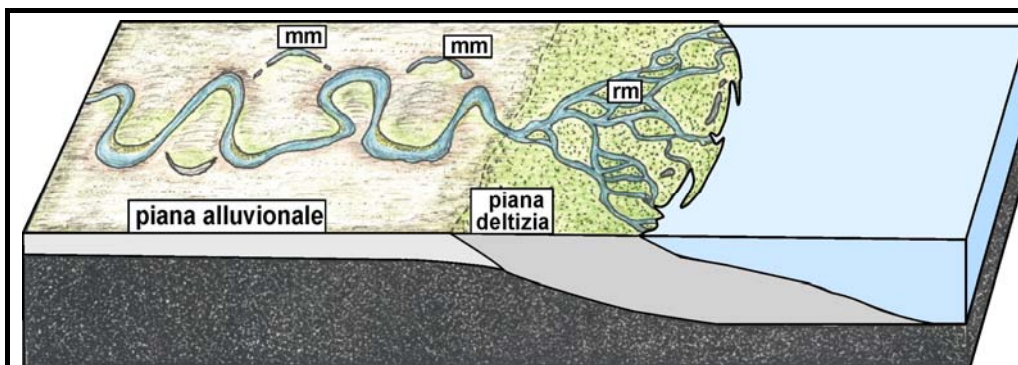


Fig. 1.33 - La **piana alluvionale** è una pianura costituita dalla sedimentazione di materiali detritici erosi dai rilievi del bacino imbrifero che alimenta il corso d’acqua. Il fiume ha andamento meandriforme molto variabile, come risulta dalla presenza di meandri morti “**mm**”.

La **piana deltizia** è l’accumulo dei sedimenti del delta che ha ormai raggiunto il livello della prima. Il fiume ha pendenza molto ridotta e si fa strada fra i suoi stessi sedimenti dividendosi in più rami “**rm**”.

1.7 - Erosione del mare

I continenti sono delimitati da fasce sommerse, più o meno estese, debolmente inclinate, con profondità inferiore a 150 m, dalle quali emergono varie isole; tali fasce costituiscono, nel loro insieme, la **piattaforma continentale** (**fig. 1.34**). Al largo, il fondale marino è più inclinato, a formare la **scarpata continentale**, alla base della quale spesso si trovano cumuli di sedimenti (**declivio continentale**), cioè materiali scivolati lungo il pendio e depositati in acque profonde. Alla base della scarpata, alla profondità di alcune migliaia di metri, si trova il **pavimento oceanico** che costituisce, da solo, oltre il 70 % della superficie degli oceani ed il 50 % di tutta la superficie terrestre (**fig. 1.34**). Le profondità massime possono raggiungere ed anche superare i 10 km in corrispondenza delle **fosse oceaniche**. Infine, in alcune aree, dal pavimento oceanico si ergono vere e proprie catene montuose sommerse (**dorsali oceaniche**) che, in taluni punti, riescono ad emergere sottoforma di **isole oceaniche**.

L'azione demolitrice dei mari si manifesta prevalentemente nei confronti delle coste (fig. 1.35), grazie all'energia messa in gioco dal moto ondoso (scheda 1.6), dalle maree e dalle sesse nei piccoli bacini (scheda 1.7); effetti minori sono dovuti alle correnti marine. Le onde comprimono l'aria nelle fratture e nelle fenditure delle pareti rocciose della costa; quando le onde ricadono indietro, l'aria si espande. Questa azione pro-

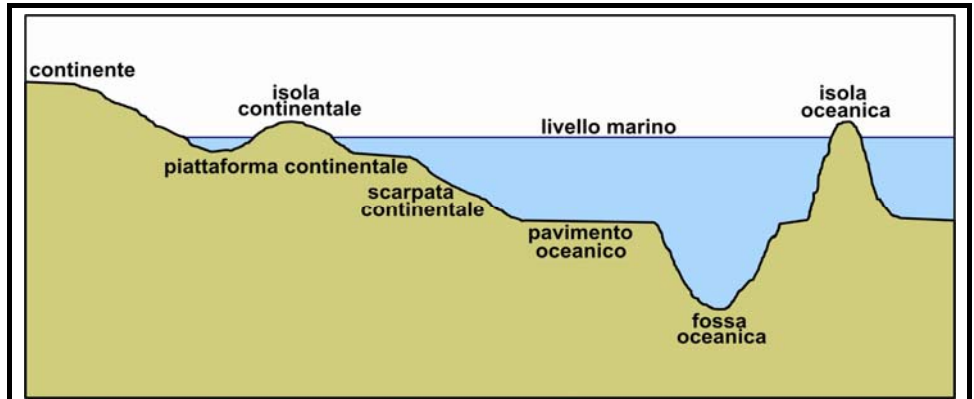


Fig. 1.34 - Schema illustrante il rapporto fra le forme continentali ed oceaniche.

voca l'allargamento delle fessure, disgregando le rocce ed affrettandone l'erosione dovuta al movimento dei grani di sabbia e ghiaia. In certe situazioni le onde esercitano pressioni fino ad oltre 10 tonnellate al metro quadrato. L'azione erosiva delle onde dipende dall'energia con la quale colpiscono le coste. Tale energia è minore se le onde passano su un largo e basso scanno (fig. 1.36), soprattutto durante la bassa marea. Viceversa se la spiaggia è poco sviluppata, le rocce della ripa sono continuamente sottoposte all'azione del moto ondoso. I forti venti e le maree più alte (durante gli equinozi) contribuiscono ad aumentare l'efficacia dell'erosione costiera.

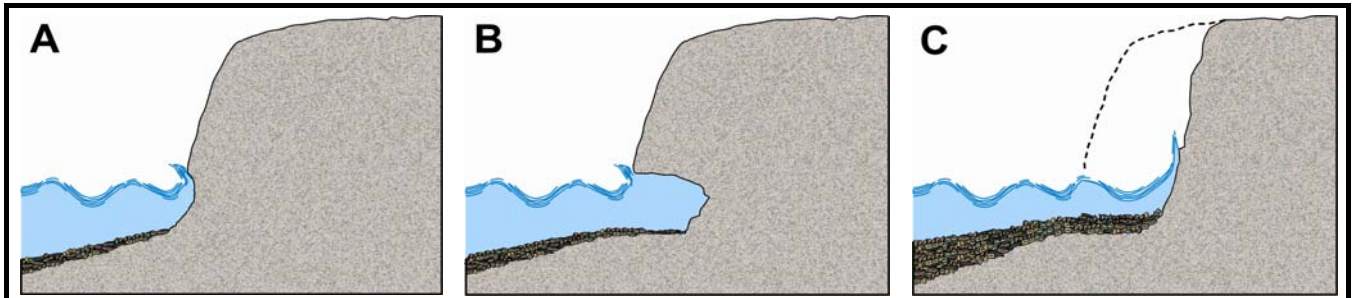
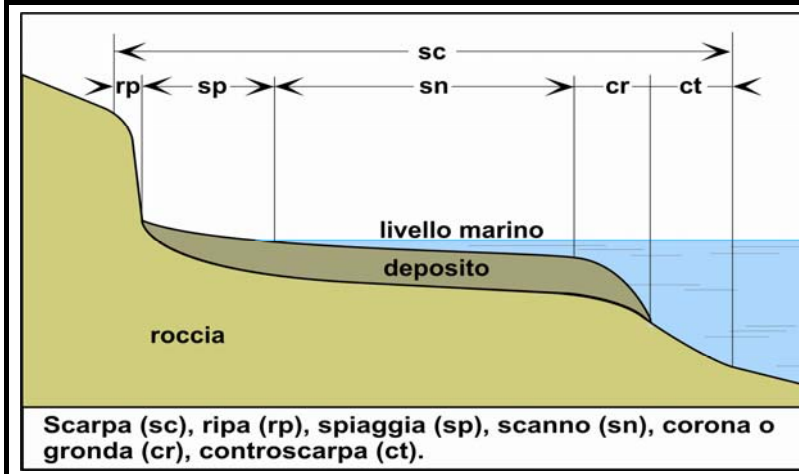


Fig. 1.35 - Una costa rocciosa, in corrispondenza del livello del mare, dove l'energia dell'acqua è maggiore, sia per i movimenti indotti dalle maree, sia soprattutto per il moto ondoso, prevalentemente durante le mareggiate, viene erosa alla base grazie all'azione abrasiva di grani di sabbia e di ciottoli mossi dall'acqua (A). La roccia in basso viene scalzata (B) causando il crollo della parte superiore (C). In tal modo la costa arretra grazie all'azione erosiva del mare.



Scarpa (sc), ripa (rp), spiaggia (sp), scanno (sn), corona o gronda (cr), controscarpa (ct).

Fig. 1.36 - Forma dell'apparato costiero dovuto all'erosione prevalente del moto ondoso.

1.8 - Morfologia costiera

L'erosione costiera determina un arretramento della linea di costa (fig. 1.37). Con il retrocedere della ripa, rimane, al suo piede, una piattaforma litorale parzialmente sommersa; essa aumenta di larghezza ed attenua così l'azione erosiva dell'acqua, in quanto le onde si frangono sul ciglio di essa, sempre più lontano dalla ripa. Il materiale detritico (sabbia e ghiaia), che inizialmente forniva all'acqua i "proiettili" per colpire la roccia, si accumula ai piedi della ripa esercitando un'azione protettiva. All'azione del mare segue quella degli agenti meteorici che tendono ad attenuare la pendenza mentre il detrito viene ridotto in frammenti più piccoli. Una costa rocciosa può quindi trasformarsi in una spiaggia (fig. 1.37). Ma i meccanismi di erosione costiera non sono sempre così schematici. Numerosi fattori rendono più complessa l'azione del moto ondoso. Fra essi ricordiamo l'intensità e la direzione dei venti, il gioco delle maree e soprattutto la morfologia e la composizione delle rocce delle coste.

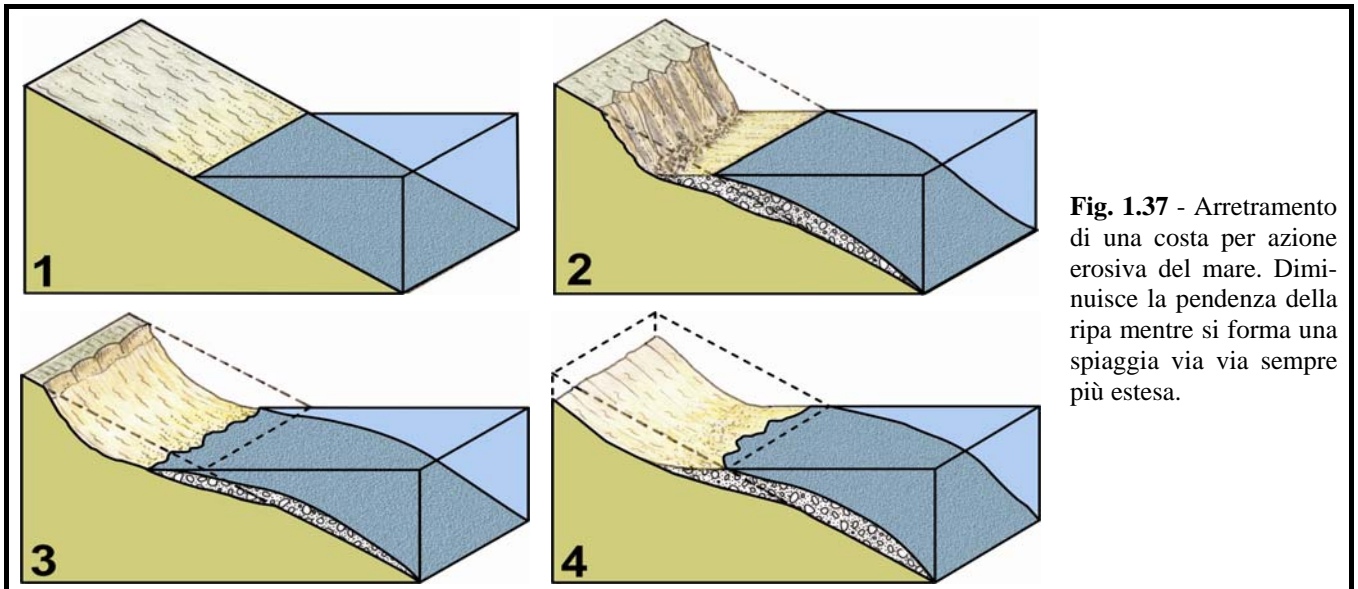


Fig. 1.37 - Arretramento di una costa per azione erosiva del mare. Diminuisce la pendenza della ripa mentre si forma una spiaggia via via sempre più estesa.

L'inclinazione degli strati rocciosi e la pendenza delle ripe influiscono sulla ripidità e sulla velocità di arretramento di una costa. Per esempio l'altezza delle **falesie** (alte e ripide coste rocciose, prodotte dall'erosione del mare, con pareti a picco sull'acqua; **fig. 1.38**) può mantenersi più o meno costante (**fig. 1.39/1**) od aumentare (**fig. 1.39/2**) quando arretrano. Talvolta l'inclinazione degli strati rocciosi può favorire una diminuzione dell'altezza delle pareti (**fig. 1.37/3**). Nella maggior parte dei casi comunque la degradazione meteorica tende a far diminuire la pendenza, mentre l'azione erosiva del mare tende a diminuire man mano che le pareti si ritirano ed i detriti si accumulano formando una spiaggia (come già illustrato in **fig. 1.37**).



Fig. 1.38 - Le **falesie** sono alte e ripide coste rocciose sottoposte all'erosione dell'acqua marina.

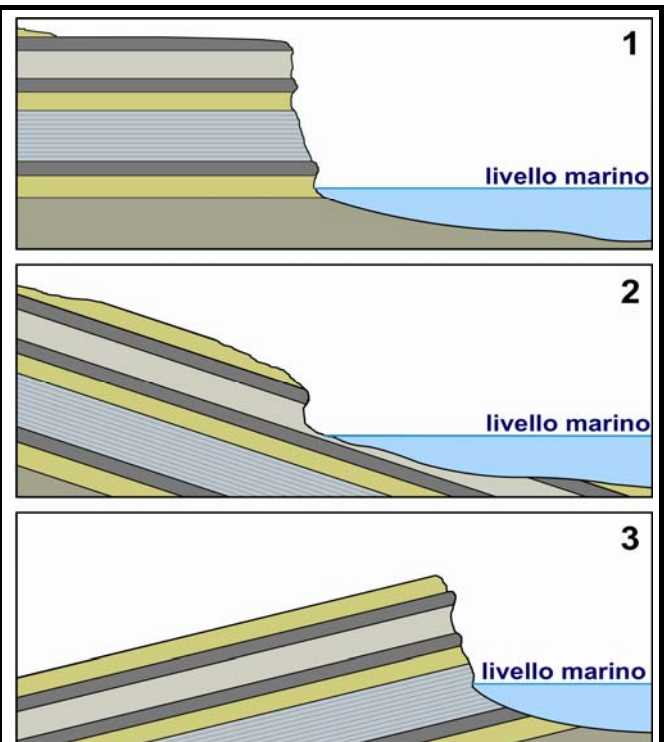


Fig. 1.39 - L'altezza delle falesie, con l'arretramento delle ripe a causa dell'erosione del mare, può rimanere più o meno costante (1), aumentare (2) o diminuire (3) anche a seconda dell'inclinazione degli strati rocciosi.

L'attacco delle onde è più efficace nei confronti dei promontori attenuandosi in corrispondenza delle baie, con pronunciata erosione nei confronti dei primi e formazione di spiagge di fronte alle seconde (**figg. 1.40** e **1.41**). Le grotte possono trasformarsi in *archi* e per successivi crolli, in *pilastr*i o *scogli* (**figg. 1.40**, **1.41** e **1.42**). Con simili meccanismi si sono formati i "faraglioni" di Capri e delle isole Lipari. Il materiale eroso viene trasportato dalle

maree e dalle correnti e quindi depositato in corrispondenza delle baie; man mano che i promontori vengono erosi, le spiagge contigue si allargano con una continua trasformazione del paesaggio (**fig. 1.44**).

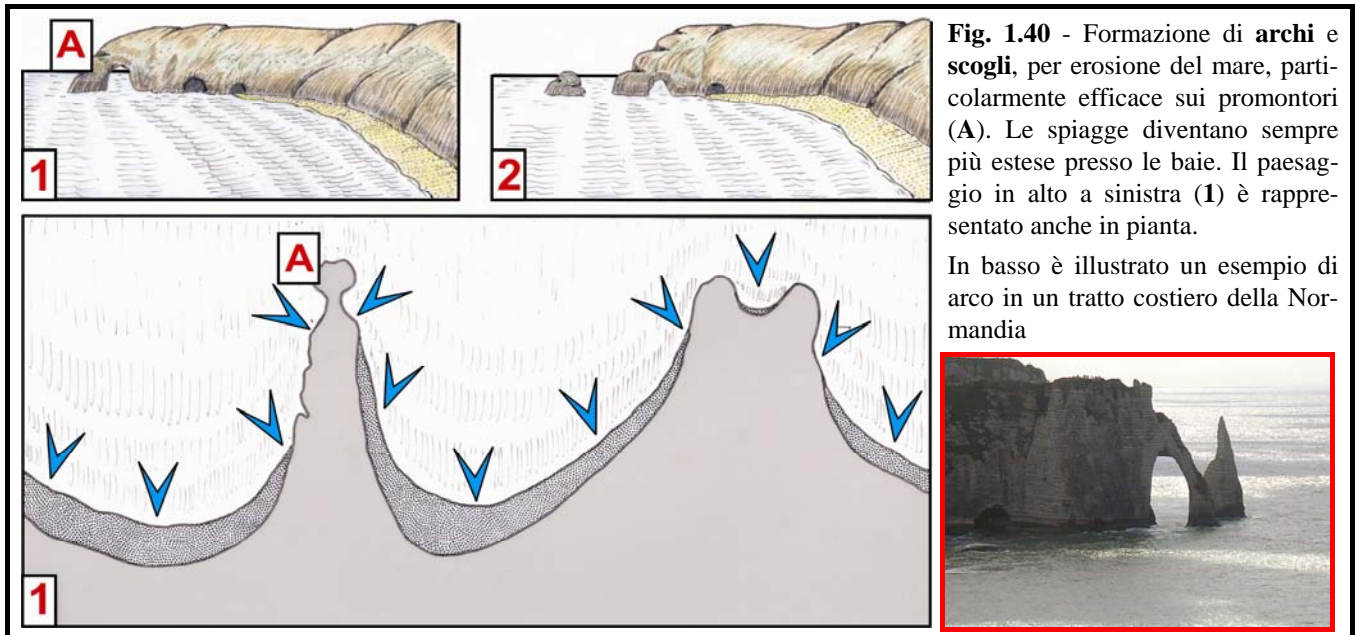


Fig. 1.40 - Formazione di **archi** e **scogli**, per erosione del mare, particolarmente efficace sui promontori (A). Le spiagge diventano sempre più estese presso le baie. Il paesaggio in alto a sinistra (1) è rappresentato anche in pianta.

In basso è illustrato un esempio di arco in un tratto costiero della Normandia

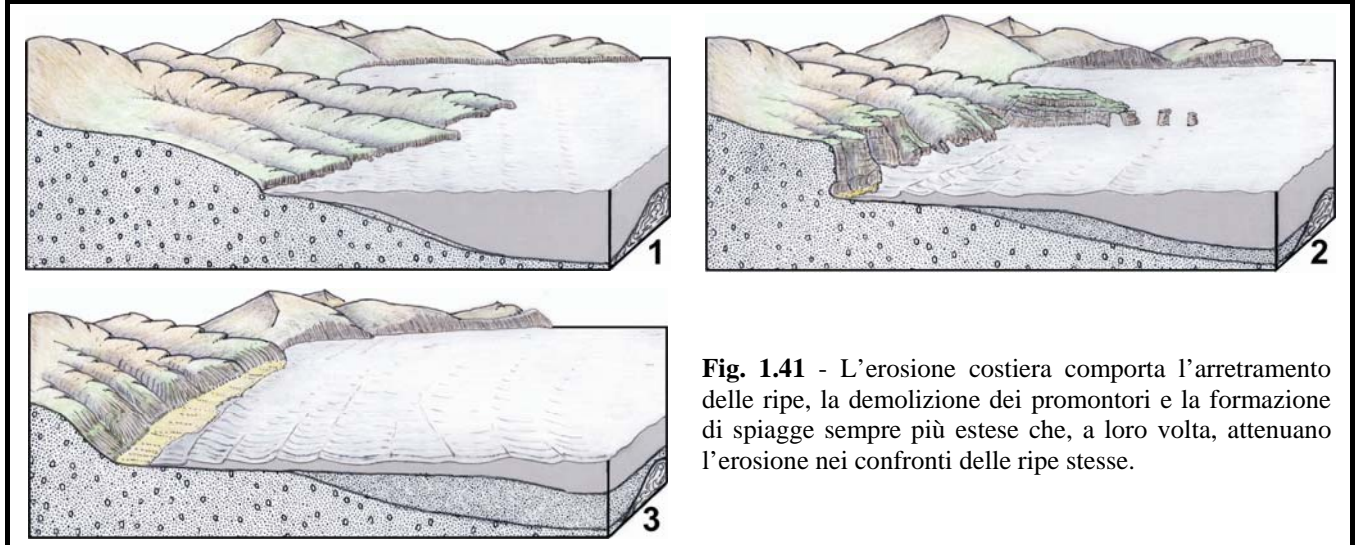


Fig. 1.41 - L'erosione costiera comporta l'arretramento delle ripe, la demolizione dei promontori e la formazione di spiagge sempre più estese che, a loro volta, attenuano l'erosione nei confronti delle ripe stesse.



Fig. 1.42 - Pilastrini e scogli di fronte alle falesie di Bonifacio (Corsica).

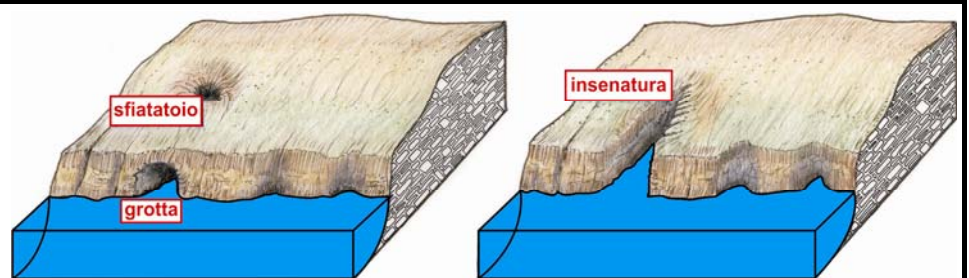


Fig. 1.43 - L'erosione del moto ondoso sulle pareti rocciose può portare prima alla formazione di grotte e successivamente, per il crollo delle volte, alla formazione di insenature.

Come si è già accennato, il mare allarga le fessure della roccia, creandone di nuove nelle porzioni più tenere, talvolta scavando **grotte** più o meno estese. In alcuni casi il soffitto di una grotta crolla con conseguente formazione di un pozzo che, dalla superficie sommitale della rupe, scende fino al mare (**fig. 1.43**). Durante l'alta marea e soprattutto con il mare molto mosso, le onde che fluiscono nella grotta provocano spruzzi anche intensi fuori dall'apertura del pozzo (**sfiatatoio** o **pozzo soffiante** o **tonante**). Perdurando l'azione erosiva si può avere il crollo completo della volta della grotta e formazione di una **insenatura**.

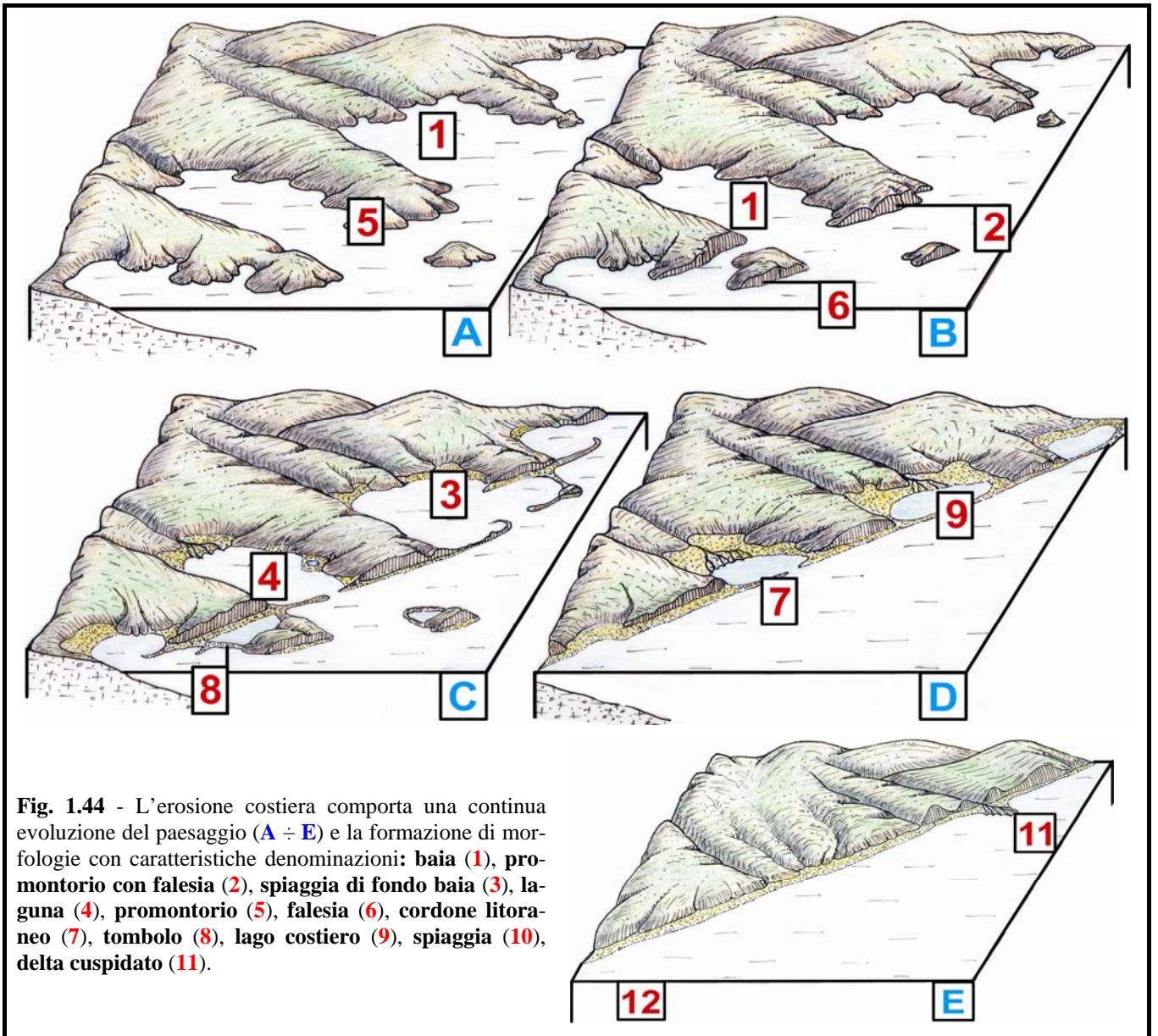


Fig. 1.44 - L'erosione costiera comporta una continua evoluzione del paesaggio (A ÷ E) e la formazione di morfologie con caratteristiche denominazioni: **baia (1)**, **promontorio con falesia (2)**, **spiaggia di fondo baia (3)**, **laguna (4)**, **promontorio (5)**, **falesia (6)**, **cordone litoraneo (7)**, **tombolo (8)**, **lago costiero (9)**, **spiaggia (10)**, **delta cuspidato (11)**.



Fig. 1.45 - Un'ampia e lunga spiaggia, con morfologia relativamente uniforme, è spesso il risultato dell'erosione costiera che, in tempi geologici (fino a decine e centinaia di migliaia di anni), ha demolito una antica costa rocciosa in detriti sempre più minuti a formare la spiaggia stessa.

In base a quanto sopra descritto sembrerebbe che l'erosione costiera comporti sempre, come risultato finale, la demolizione di promontori e la formazione di spiagge sempre più estese, fino al risultato finale di una linea di costa più o meno uniforme e regolare (**fig. 1.45**). Ma altri fattori tendono a rendere più complessa le situazioni. Infatti la morfologia costiera non dipende solo dall'azione erosiva del moto ondoso; abbiamo visto come importante risulti anche la degradazione meteorica. Occorre considerare inoltre gli effetti degli agenti di trasformazione del paesaggio dell'entroterra, oppure delle conseguenze di mutamenti climatici che possono comportare variazioni del livello marino. Per esempio in corrispondenza dello sbocco al mare di una valle fluviale si può avere una sorta di promontorio formato dal delta dovuto alla sedimentazione dei materiali detritici trasportati dal fiume (**fig. 1.46/A**). In seguito ad un riscaldamento del clima il livello marino si alza e l'acqua invade la porzione terminale della valle fluviale con formazione di una **insenatura** (o **ria**; **fig. 1.47**) lunga e sinuosa, variamente ramificata (**fig. 1.46/B**).

Le **rias** presentano, in genere, l'andamento tortuoso delle antiche valli fluviali; il fiume principale ed i suoi affluenti depositano alluvioni alla testata delle parti sommerse delle valli, dove il loro flusso

incontra l'acqua marina (ormai abbastanza addentrata nella terraferma). Con l'accumulo delle alluvioni, durante le basse maree, possono emergere delle piane di fango. Verso il mare le onde erodono le nuove pareti lungo le rive più esterne. Proseguendo l'erosione e l'arretramento della costa, si accumulano detriti a formare una nuova spiaggia. Si osserva così un nuovo paesaggio con un entroterra inciso dai corsi d'acqua che si affaccia sul mare con ampie spiagge (**fig. 1.48**).

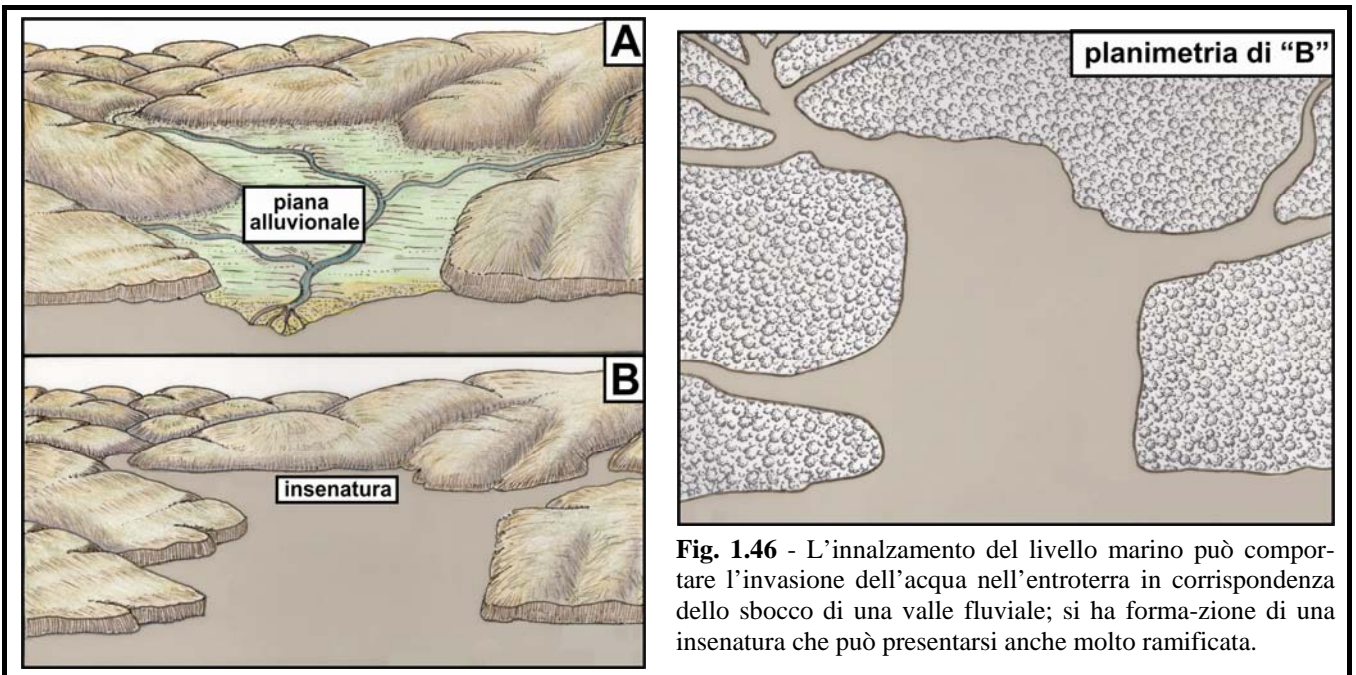


Fig. 1.46 - L'innalzamento del livello marino può comportare l'invasione dell'acqua nell'entroterra in corrispondenza dello sbocco di una valle fluviale; si ha formazione di una insenatura che può presentarsi anche molto ramificata.

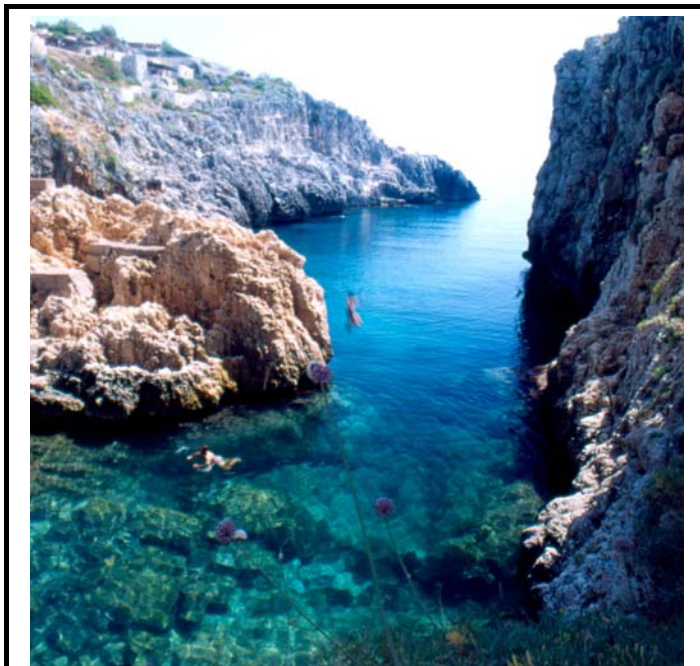


Fig. 1.47 - La *ria* è una profonda insenatura, dovuta alla penetrazione del mare lungo una valle fluviale per innalzamento del livello marino. Tali morfologie sono, in genere, strette ed allungate, con pareti ripide, molto caratteristiche dal punto di vista paesaggistico e spesso mete turistiche interessanti.

All'opposto una zona costiera potrebbe innalzarsi (oppure il livello marino potrebbe abbassarsi per un irrigidimento del clima) innescando così una nuova azione erosiva nei confronti di quella porzione che prima costituiva lo scanno (la parte sommersa di fronte alla spiaggia; **fig. 1.36**). La piattaforma che precedentemente scendeva nel mare ora non è altro che un ampio *terrazzo marino*. Al di sotto la nuova falesia è sottoposta all'azione del moto ondoso (**fig. 1.49**), mentre quella antica viene aggredita dall'azione meteorica che ne attenua la pendenza.

In alcune zone dell'Europa settentrionale, un tempo coperte da potenti coltri di ghiaccio, sono attualmente in fase di innalzamento per assestamento isostatico per la scomparsa del peso sovrastante.

L'innalzamento può avvenire in diverse fasi tanto che le spiagge sollevate possono essere identificate a varie altezze rispetto al livello marino attuale. Quelle più antiche (più alte) sono, in genere, maggiormente mascherate dagli effetti della degradazione meteorica e dell'erosione.

Un altro fattore di cui occorre tenere conto è la consistenza dei materiali rocciosi delle coste che soggette ad erosione marina, in particolare quando

la consistenza delle rocce è diversa da punto a punto. La **fig. 1.50** illustra una trasformazione della linea di costa in una successione di promontori e baie, con i primi costituiti da materiali più resistenti all'azione del moto ondoso mentre, in corrispondenza delle seconde, più facilmente erodibili, si ha formazione di baie delimitate da spiagge.

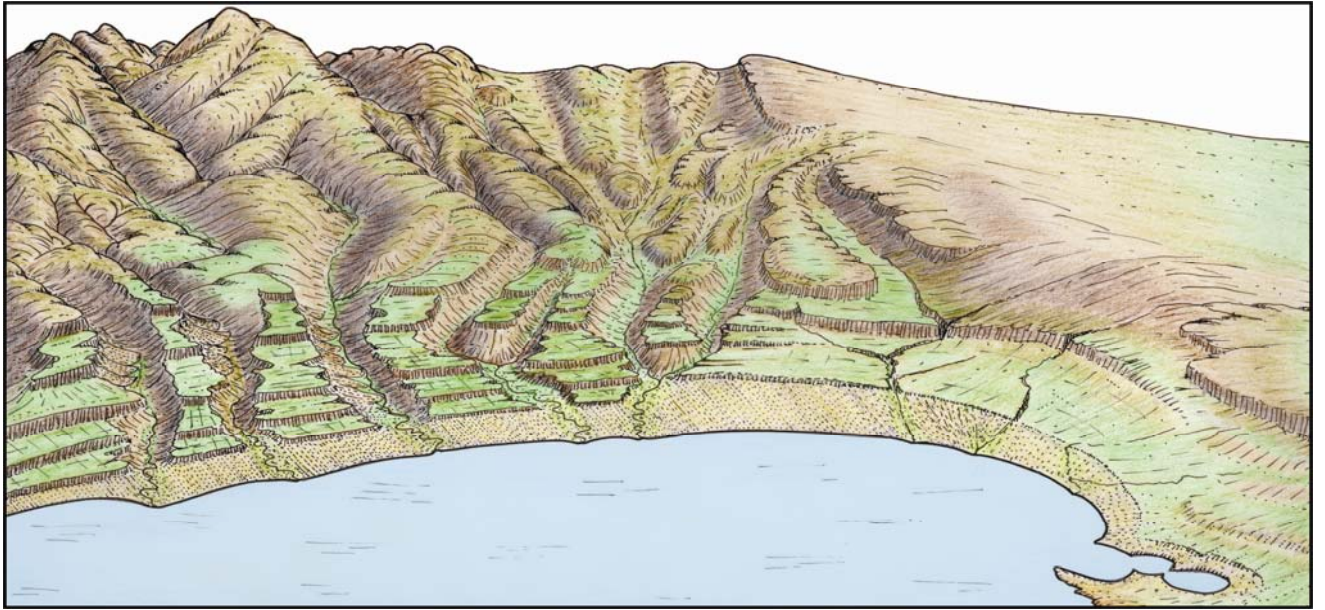


Fig. 1.48 - Golfo di Taranto. La terraferma (incisa dai corsi d'acqua) è separata dal mare da una ampia spiaggia, formata dall'accumulo di detriti originati dall'erosione costiera.

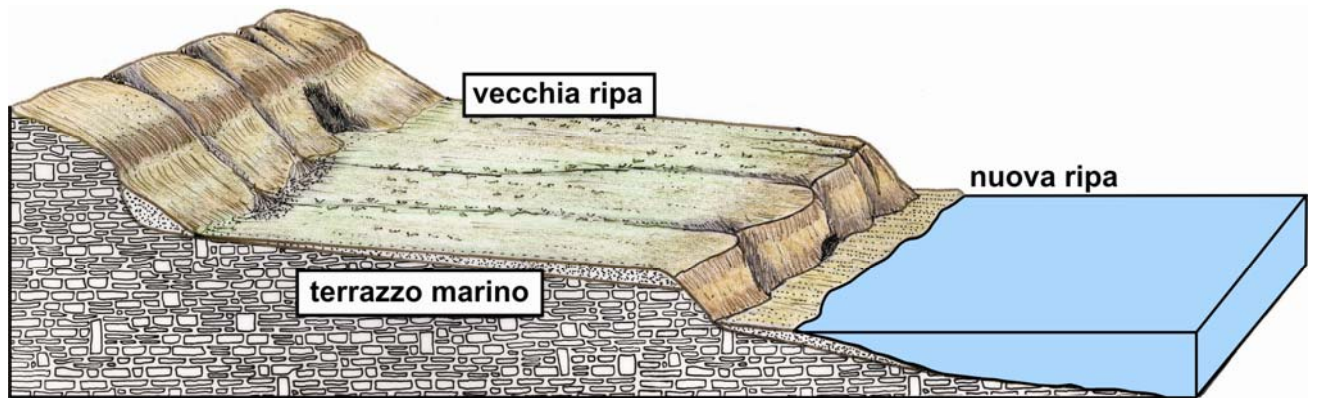


Fig. 1.49 - Formazione di un **terrazzo marino** come conseguenza del sollevamento della ripa (o abbassamento del livello marino).

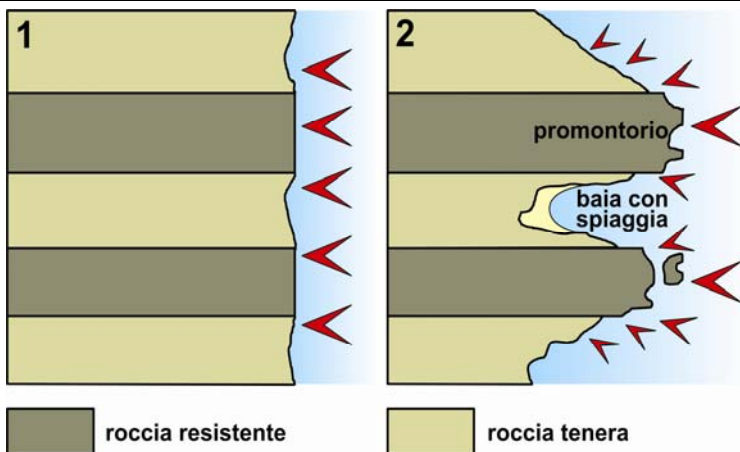


Fig. 1.50 - L'erosione su rocce di diversa consistenza e disposte perpendicolarmente alla linea di costa, porta alla formazione di una alternanza di promontori e di baie.

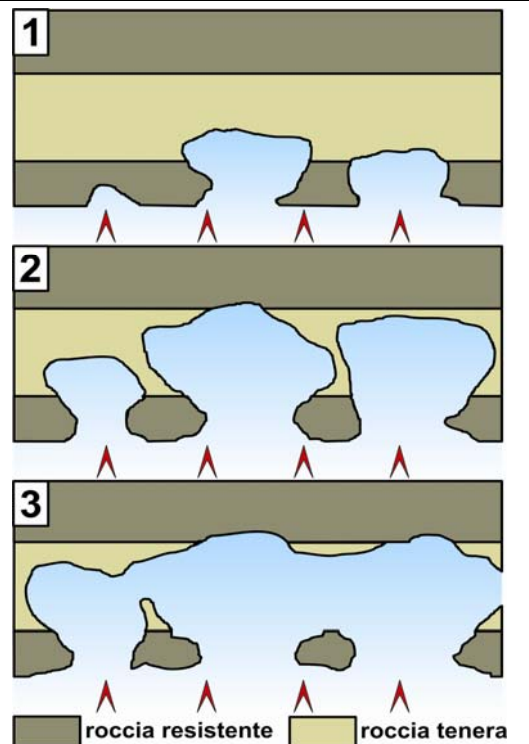


Fig. 1.51 - Erosione su rocce di diversa consistenza e disposte parallelamente alla linea di costa

La **fig. 1.51** illustra una situazione dovuta all'alternanza di rocce di diversa consistenza disposte parallelamente alla linea di costa. In taluni casi rimangono *cordoni litoranei* che isolano, verso l'interno specchi d'acqua parzialmente separati rispetto al mare aperto; ulteriori processi di erosione e sedimentazione possono portare a trasformazioni sempre più complesse del paesaggio (**fig. 1.52**), talora alterato per cause antropiche (**fi. 1.53**).

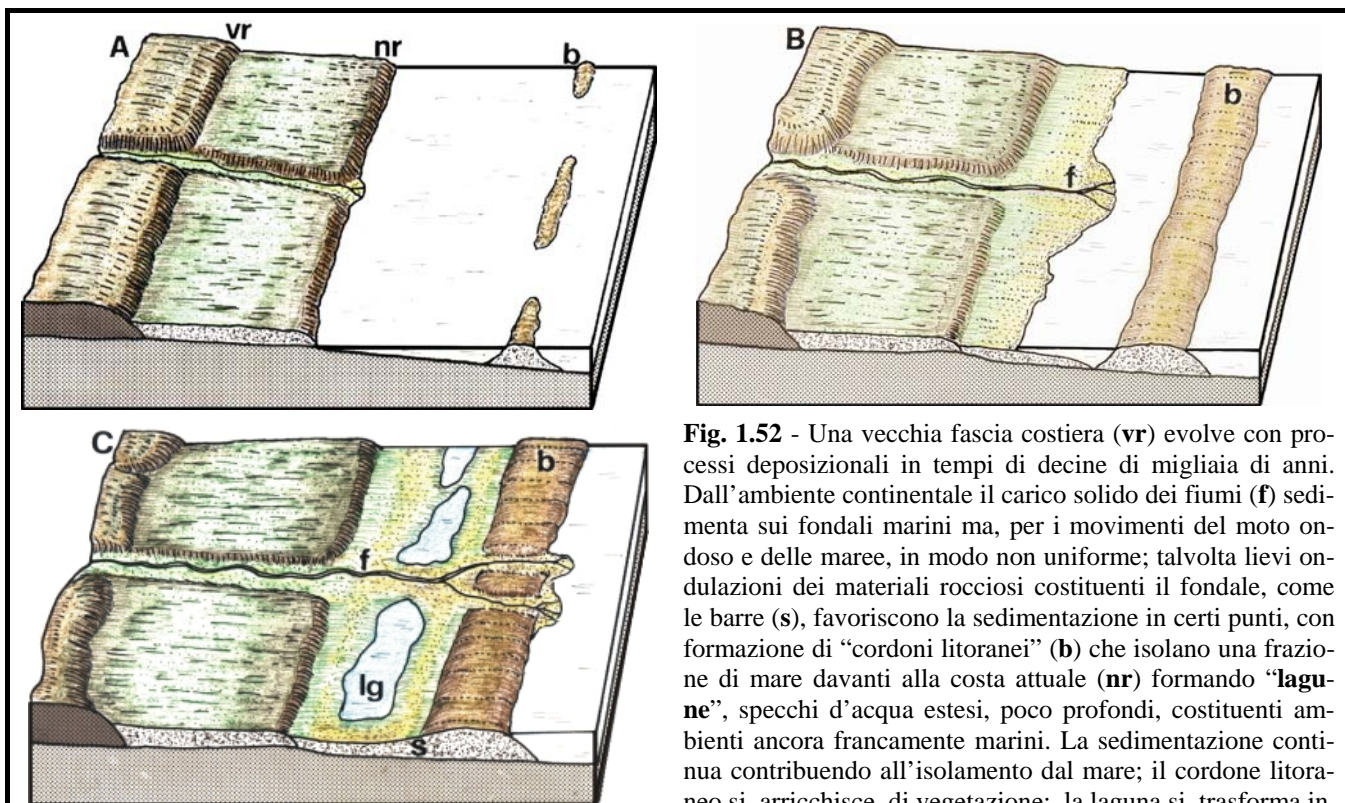


Fig. 1.52 - Una vecchia fascia costiera (**vr**) evolve con processi deposizionali in tempi di decine di migliaia di anni. Dall'ambiente continentale il carico solido dei fiumi (**f**) sedimenta sui fondali marini ma, per i movimenti del moto ondoso e delle maree, in modo non uniforme; talvolta lievi ondulazioni dei materiali rocciosi costituenti il fondale, come le barre (**s**), favoriscono la sedimentazione in certi punti, con formazione di "cordoni litoranei" (**b**) che isolano una frazione di mare davanti alla costa attuale (**nr**) formando "lagune", specchi d'acqua estesi, poco profondi, costituenti ambienti ancora francamente marini. La sedimentazione continua contribuendo all'isolamento dal mare; il cordone litoraneo si arricchisce di vegetazione; la laguna si trasforma in

bacini interni (**paludi, stagni e laghi costieri**), cioè ambienti di transizione tra quello marino e dulcacquicolo (**lg**). Lo stadio finale è il colmamento dell'area fra la vecchia linea di costa e il cordone litoraneo; possono rimanere stagni d'acqua dolce i cui emissari hanno l'aspetto di canali che portano al mare sulla nuova linea di costa.

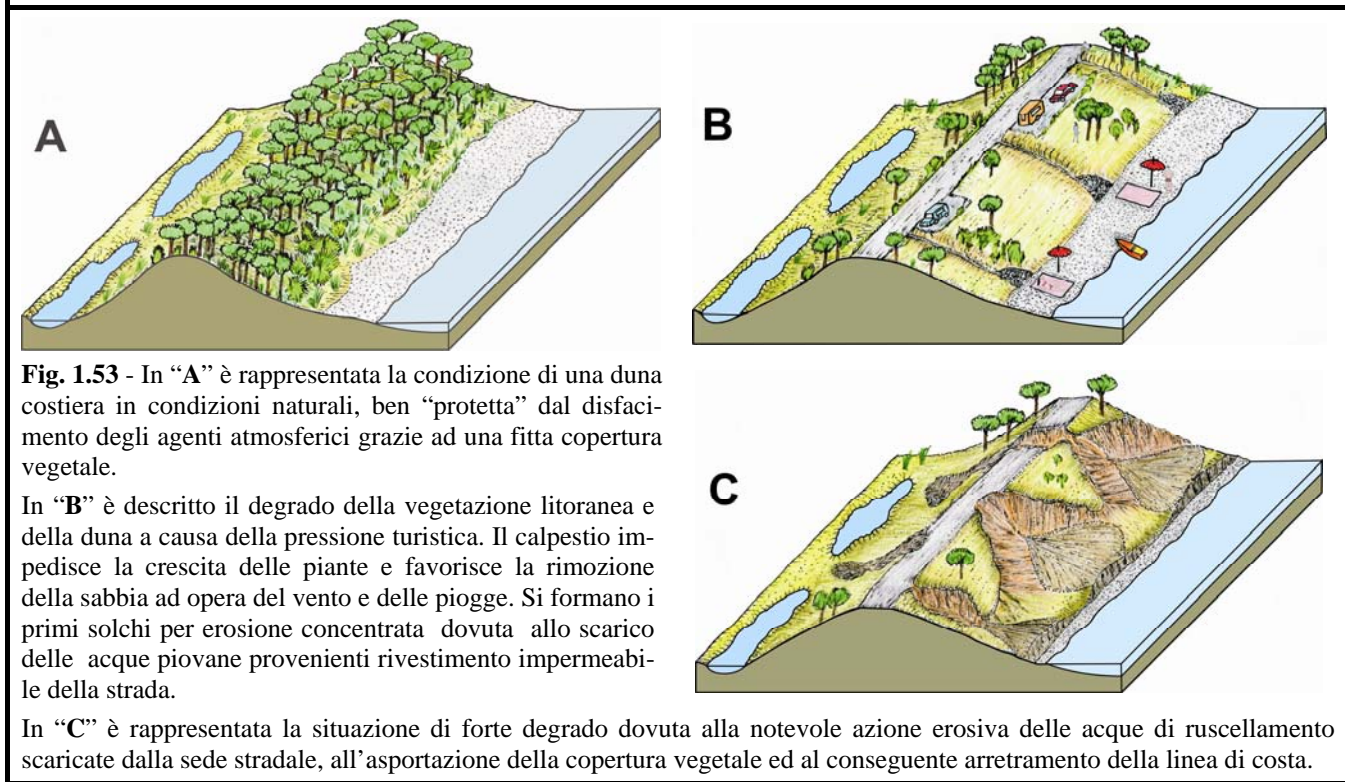


Fig. 1.53 - In "A" è rappresentata la condizione di una duna costiera in condizioni naturali, ben "protetta" dal disfacimento degli agenti atmosferici grazie ad una fitta copertura vegetale.

In "B" è descritto il degrado della vegetazione litoranea e della duna a causa della pressione turistica. Il calpestio impedisce la crescita delle piante e favorisce la rimozione della sabbia ad opera del vento e delle piogge. Si formano i primi solchi per erosione concentrata dovuta allo scarico delle acque piovane provenienti rivestimento impermeabile della strada.

In "C" è rappresentata la situazione di forte degrado dovuta alla notevole azione erosiva delle acque di ruscellamento scaricate dalla sede stradale, all'asportazione della copertura vegetale ed al conseguente arretramento della linea di costa.

Conviene ricordare inoltre situazioni particolari dove l'azione erosiva dell'acqua marina risulta particolarmente accentuata nei confronti di zone costituite da materiali meno resistenti, tanto da produrre stretti bracci marini che si insinuano nella terra ferma, costituendo morfologie analoghe ai cosiddetti **rias**. Tali morfologie ricordano i

fiordi, che sono invece insenature strette e profonde, spesso ramificate, causate dalla sommersione di valli formatesi per l'azione di esarazione di antichi ghiacciai. In Europa i migliori esempi di queste forme si trovano nella penisola scandinava. In sintesi i diversi processi dell'erosione costiera comportano una grande varietà di morfologie, delle quali una parte è illustrata nella **fig. 1.54**.

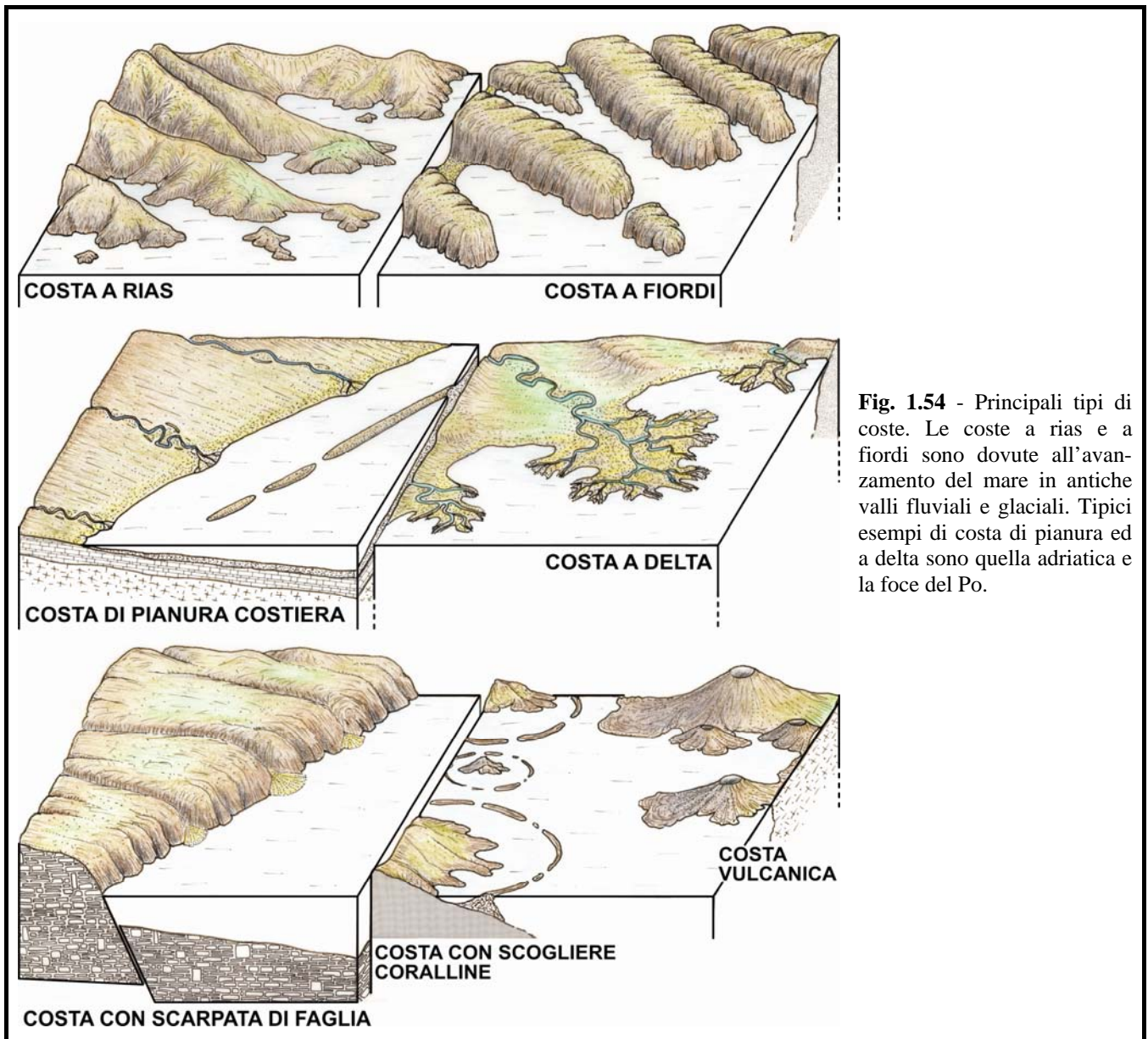


Fig. 1.54 - Principali tipi di coste. Le coste a rias e a fiordi sono dovute all'avanzamento del mare in antiche valli fluviali e glaciali. Tipici esempi di costa di pianura ed a delta sono quella adriatica e la foce del Po.

SCHEDA 1.1 - Il fiume cambia da monte a valle

L'ecosistema fluviale è paragonabile ad un lungo e sinuoso "nastro" d'acqua corrente. I parametri per descriverlo sono:

- **pendenza dell'alveo**; dipende dalla natura dei terreni attraversati;
- **portata**; volume d'acqua che scorre nell'unità di tempo attraverso una sezione del corso d'acqua [m^3/s]; dipende dal clima e dalle dimensioni [km^2] del bacino imbrifero;
- **velocità della corrente**; dipende dalla portata e dalla pendenza dell'alveo [cm/s];
- **larghezza dell'alveo**; dipende dalla portata e dalla pendenza dell'alveo; è molto variabile, pertanto vengono normalmente utilizzati valori medi [m], rappresentativi delle porzioni di letto bagnato;
- **profondità dell'acqua**; dipende dalla portata e dalla pendenza e viene espressa con valori medi; in uno stesso corso d'acqua, può variare da pochi centimetri ad alcuni metri;
- **temperatura dell'acqua**; dipende dal clima del bacino; è difficile da valutare perché molto variabile secondo le stagioni e, pur se in misura minore, con l'alternarsi del dì e della notte;
- **parametri chimici delle acque**; contenuto di ossigeno disciolto, sali, pH, ecc... in generale sostanze diverse che, come qualità e quantità, dipendono dalla natura del bacino e dalle attività umane che su di esso si sviluppano;

- **ambiente circostante**; da monte a valle il corso d'acqua attraversa terreni rocciosi, tappezzati da prati, ricoperti di boschi, prima di conifere e successivamente di latifoglie, fino ad arrivare ai terreni agricoli della pianura, presso la foce; dall'ambiente circostante giunge nelle acque materia organica che, verso valle, diventa sempre più abbondante, contribuendo a sostenere una maggiore produttività biologica;
- **la torbidità**; in occasione di piogge intense l'acqua si "carica" di materiali limosi in maggiori quantità in pianura rispetto alla montagna; tipico è il colore giallo - marrone dei torrenti di fondovalle o dei fiumi delle aree pianeggianti durante le piene; essi trasportano tonnellate di limo, che è il materiale di copertura caratteristico delle pianure.

La larghezza del letto, la profondità dell'acqua e la velocità della corrente dipendono soprattutto dalla pendenza dell'alveo e dalla portata; queste cambiano da monte a valle: diminuisce la prima ed aumenta la seconda. Procedendo dalla sorgente alla foce, i parametri ambientali di un ecosistema fluviale si modificano nel seguente modo:

- **diminuiscono** la pendenza dell'alveo, la velocità della corrente e la granulometria dei materiali costituenti i fondali;
- **aumentano** la portata, la larghezza del letto, la profondità dell'acqua, la temperatura, la concentrazione dei soluti, la produttività biologica e la torbidità.

SCHEDA 1.2 - L'ingegneria idraulica tradizionale

L'ingegneria idraulica è sicuramente una delle discipline più antiche; essa studia sistemi progettuali atti al controllo dello scorrimento delle acque superficiali, al trasporto dell'acqua per fini diversi (irrigui, idroelettrici, potabili,...), al dimensionamento di fogne e collettori,... L'uomo dipende dall'acqua e quindi l'ingegneria idraulica è utile ed indispensabile ma, per quanto più ci interessa, non sempre risulta efficace quanto atteso da una eccessiva e spesso acritica fiducia nei confronti della scienza e della tecnica. Da secoli (e da millenni) l'uomo ha perfezionato sistemi diversi per controllare l'energia erosiva dei corsi d'acqua, talvolta con successo, più spesso senza risultati positivi. Le opere che vengono realizzate sui fiumi e torrenti vengono in genere definite "interventi di sistemazione idraulica" ed hanno come obiettivo la modificazione degli alvei fluviali in modo da favorire un più facile smaltimento delle portate di piena e di limitare, per quanto possibile, l'erosione delle sponde o l'approfondimento dei fondali.

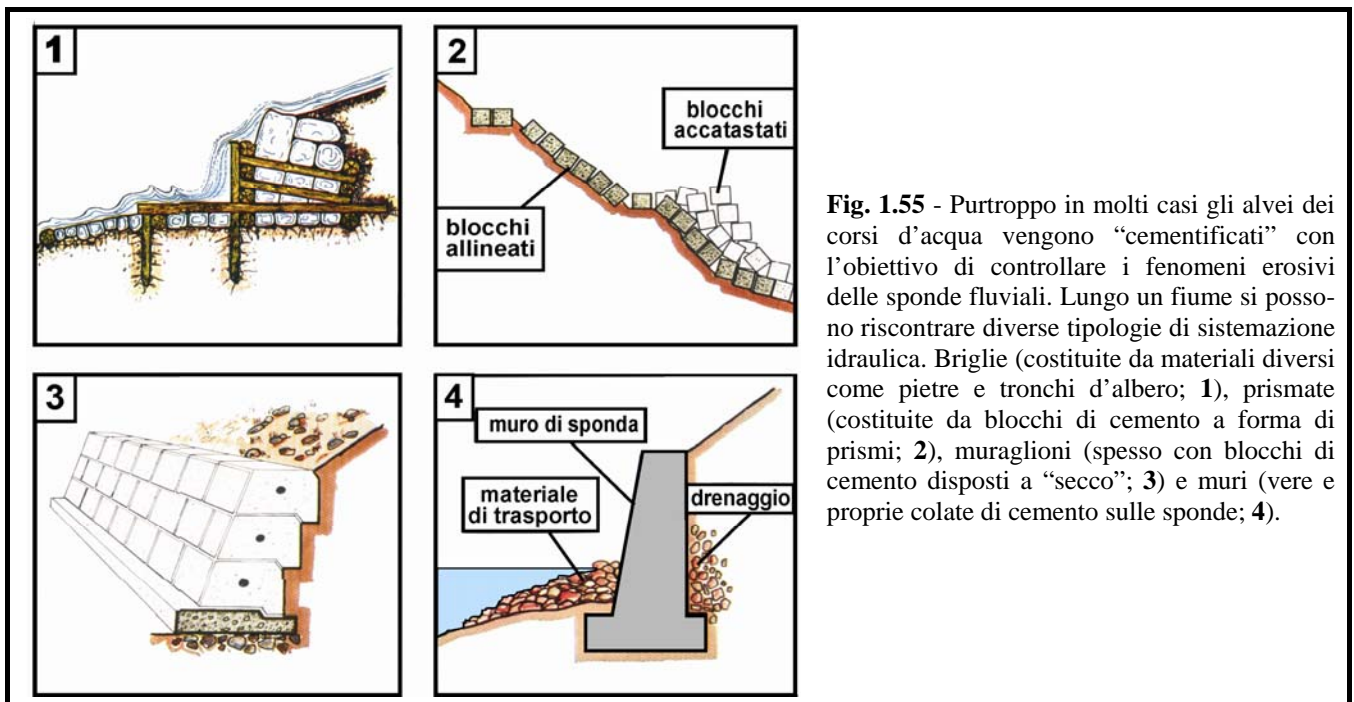


Fig. 1.55 - Purtroppo in molti casi gli alvei dei corsi d'acqua vengono "cementificati" con l'obiettivo di controllare i fenomeni erosivi delle sponde fluviali. Lungo un fiume si possono riscontrare diverse tipologie di sistemazione idraulica. Briglie (costituite da materiali diversi come pietre e tronchi d'albero; **1**), prismate (costituite da blocchi di cemento a forma di prismi; **2**), muraglioni (spesso con blocchi di cemento disposti a "secco"; **3**) e muri (vere e proprie colate di cemento sulle sponde; **4**).

L'ingegneria idraulica tradizionale utilizza prevalentemente i classici materiali da costruzione (come il cemento), blocchi rocciosi, pali,... per "edificare" manufatti che non sempre permettono di conseguire gli obiettivi per cui vengono realizzati e che, purtroppo, sono quasi sempre causa di alterazioni della qualità del paesaggio e degli equilibri degli ecosistemi fluviali. La **fig. 1.55** mostra alcuni schemi di interventi tradizionali, mentre la **fig. 1.56** illustra alcuni esempi concreti di realizzazione. Fra le opere che si osservano più frequentemente sui torrenti più ripidi ed impetuosi sono le **briglie** (in alto a destra della **fig. 1.56**). Sono veri e propri sbarramenti che "tagliano" trasversalmente il corso d'acqua. Si realizzano con materiali diversi: cemento, massi, blocchi più o meno squadrati,... talora anche con strutture simili a muri e, più raramente, con gabbioni (gabbie costituite da rete metalliche riempite con ciottoli di varie dimensioni).

Per comprendere l'utilità delle briglie, si immagini un corso d'acqua che scorre in un alveo ripido e profondamente inciso (un torrente incassato in una valle stretta e con versanti caratterizzati da elevata pendenza). In una simile situazione è facile immaginare, soprattutto in occasione di eventi di piena di media ed alta eccezionalità, lo scatenarsi di elevate energie capaci di generare, a causa della forte pendenza, una intensa erosione e quindi un elevato trasporto solido. Poiché il corso d'acqua si trova in una fase giovanile, tende ad abbassare il suo profilo di scorrimento, scavando il letto del corso d'acqua. Ciò non

costituirebbe un problema se sul fondo di quella ipotetica valle, lungo il torrente, non fossero presenti, per ipotesi, una strada (magari importante ai fini del collegamento con l'alta valle) ed edifici di vario tipo. L'approfondimento dell'alveo comporta l'instabilità dei versanti ai suoi fianchi e probabili crolli destinati a conferire il caratteristico profilo a "V" della valle fluviale. Ma tali crolli finirebbero con il coinvolgere strada e fabbricati.



Fig. 1.56 - In alto a sinistra una "gabbionata" (insieme di "gabbie" di ferro riempite di ghiaia grossolana) sistemata a difesa di una sponda sottoposta ad erosione. In alto a destra una briglia in cemento. In basso a sinistra una massiciata (insieme di massi giustapposti e talora con interstizi cementati). In basso a destra un insieme di prismi (blocchi di cemento a forma di parallelepipedi) disposti lungo la riva e pronti per essere calati sulla sponda per la realizzazione di una "prismata".

La **fig. 1.57** illustra un profilo longitudinale di un ipotetico corso d'acqua, lungo il quale sono state rappresentate, in modo molto schematico, alcune briglie in successione (A - E). L'apice di ciascuna briglia costituisce un livello al di sotto del quale l'alveo non può scendere; è un limite che impedisce al processo erosivo di approfondire l'incisione fluviale, naturalmente a condizione che le briglie stesse siano resistenti nel tempo, cioè ben costruite. Con una successione di tali strutture si cerca di "imporre" al corso d'acqua un profilo stabile, grosso modo lungo una linea di equilibrio allineata sulle soglie delle briglie. Lungo i tratti compresi fra due briglie, la pendenza è minore e quindi minore è la velocità dell'acqua (meno erosione, meno trasporto solido ed addirittura deposito); ma in corrispondenza dei salti l'acqua riprende energia; per tale ragione, nella maggior parte dei casi, alla base degli sbarramenti, vengono sistemati grossi massi (o anche blocchi di cemento) al fine di evitare la ripresa dell'erosione (quella che si manifesta anche alla base delle cascate naturali).

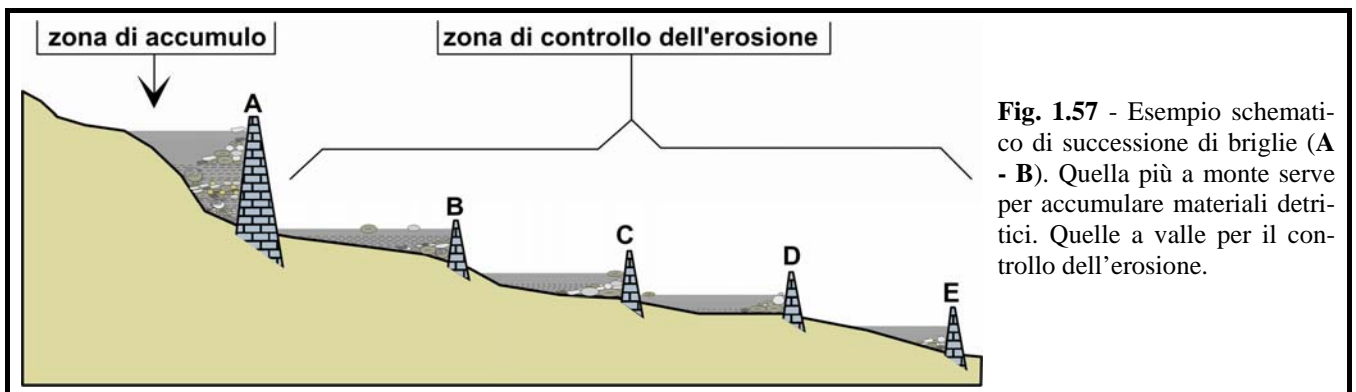


Fig. 1.57 - Esempio schematico di successione di briglie (A - E). Quella più a monte serve per accumulare materiali detritici. Quelle a valle per il controllo dell'erosione.

Una successione di briglie può quindi costituire una buona soluzione per la stabilità dei versanti che si affacciano su un ripido torrente montano. Talora, si tratta di un intervento indispensabile per ridurre i rischi connessi a crolli laterali che potrebbero

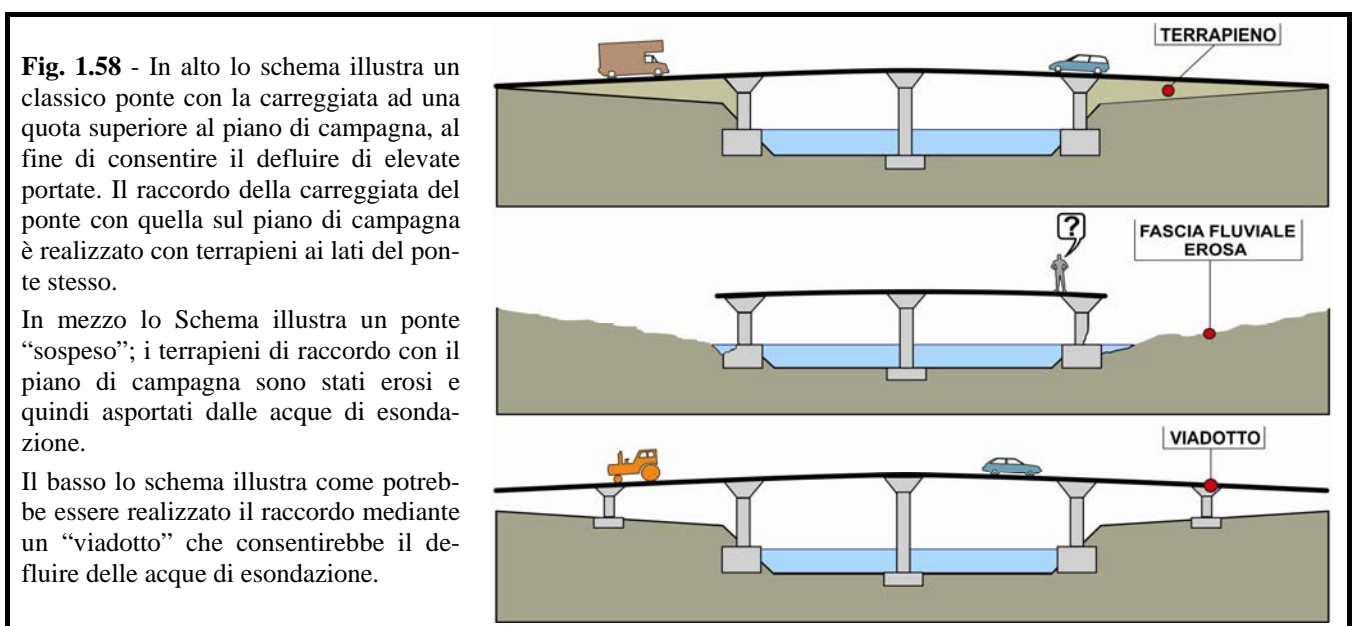
coinvolgere le opere dell'uomo. In altri casi le briglie sono utili per evitare l'approfondimento di incisioni sui versanti e che potrebbero compromettere la stabilità dei terreni circostanti e quindi la perdita di suolo e l'incremento di materiali movimentati e convogliati nel reticolo idrografico. Purtroppo molti canali vengono trasformati in una sorta di "scivoli" di cemento che hanno forse il vantaggio (o la pretesa non del tutto verificata) di risolvere il problema in un ridotto ambito spaziale, ma contribuiscono all'incremento della velocità con la quale l'acqua procede verso valle, con tutte le conseguenze facili da immaginare.

Le briglie servono anche a "fermare" i materiali solidi trasportati dalle acque durante le piene (*trasporto solido*). A monte delle briglie, per effetto della diminuzione della velocità dell'acqua, avviene deposizione del materiale detritico. In alcuni casi, gli sbarramenti presentano dimensioni decisamente più vistose (per esempio **A** in **fig. 1.57**), tanto da formare, immediatamente a monte, una sorta di piccolo bacino, tale da permettere l'accumulo di un volume significativo di materiali che, in tal modo, non verrebbero più convogliati verso valle e non contribuirebbero più al trasporto solido (vero responsabile dell'erosione). Ma anche negli intervalli fra le briglie "normali" (per esempio **B - C** o **D - E** in **fig. 1.57**) vi possono essere situazioni simili; tutto sommato molto è condizionato dalle dimensioni delle briglie e dalle caratteristiche morfologiche del corso d'acqua. Giova tuttavia ricordare che tali sbarramenti, per quanto grandi in certi casi, non hanno le dimensioni delle dighe, capaci di formare bacini di accumulo dell'acqua anche di centinaia di milioni di metri cubi.

Gli ingegneri effettuano calcoli complessi per valutare l'entità del trasporto solido, al fine di dimensionare le briglie aventi la presunta funzione di favorire il deposito dei materiali, salvo poi scoprire ciò che è ovvio: le zone di accumulo a monte delle briglie si riempiono con molta facilità perdendo, in tempi brevi, la loro principale funzione. Quindi spesso si sente parlare di necessità di manutenzione che riguarda non soltanto gli interventi utili a garantire la solidità nel tempo, ma soprattutto per "svuotare" le aree di accumulo. Tale svuotamento andrebbe effettuato con frequenza piuttosto elevata, comporterebbe l'uso molto costoso di scavatrici e di mezzi di trasporto, senza contare il problema dei siti destinati allo scarico dei materiali. Soprattutto si tratterebbe di una attività quasi sempre inutile. Infatti il problema praticamente non esiste in occasione delle situazioni idrometeorologiche di bassa e media eccezionalità, quando i volumi dei materiali messi in movimento dalla Natura non sono particolarmente elevati. Il problema vero si manifesta in occasione degli eventi eccezionali, quelli cioè capaci di coinvolgere quantità enormi di materiali detritici, in grado di riempire 10, 100 o 1.000 volte un'area di accumulo a monte di una briglia appositamente costruita. In tali situazioni, ammesso che la sbriglia sia stata svuotata poco prima, si avrebbe il colmamento già nelle prime fasi della piena; la restante parte dei materiali (cioè quasi l'intero volume del trasporto solido coinvolto nel fenomeno) passerebbe sulla briglia come se questa non esistesse.

SCHEDA 1.3 - Ponti (attraversamenti o possibili dighe?)

"I materiali detritici, quali massi e tronchi che si accumulano contro i ponti, possono costituire vere e proprie dighe la cui rottura provoca onde d'acqua che innalzano i picchi delle piene". In effetti l'esame delle carte delle esondazioni che hanno colpito il territorio italiano negli ultimi tempi mette in evidenza allargamenti delle fasce inondate lungo i tratti fluviali immediatamente a monte della maggior parte di ponti. Si tratta di aree che appaiono come "espansioni" dei fiumi, tali da apparire come veri e propri laghi. In realtà si tratta di acqua esondata che si accumula in quanto ostacolata, nella sua discesa verso valle, dai terrapieni sulle sponde ai lati dei ponti (**fig. 1.58**; in alto). Le portate di piena vengono "forzate" a passare attraverso la luce dei ponti stessi, con incremento delle velocità e delle potenze erosive, fino a determinare crolli rovinosi.



Può succedere che l'acqua di esondazione, quella che va ad occupare le fasce di pertinenza fluviale, può aggirare all'esterno i terrapieni ai lati del ponte o addirittura può scavalcarli nei punti più bassi. Come l'acqua riesce a trovare una via di passaggio alternativa alla luce del ponte, inizia una intensa erosione che prima incide il terrapieno, poi si apre un vero e proprio varco ed

infine asporta interamente tutti i materiali. Talvolta vengono asportati entrambi i terrapieni ed allora rimane in piedi lo scheletro essenziale del ponte, che appare come sospeso sul fiume (**fig. 1.58**; in mezzo).

L'accumulo di detriti contro le pile dei ponti rappresenta (salvo qualche caso) un aspetto del tutto secondario. Inoltre l'eventuale accumulo di acqua (spesso denominato "effetto diga") è caratterizzato da volumi assolutamente irrilevanti rispetto a quelli (centinaia e migliaia di metri cubi) che transitano in appena un secondo. Il cosiddetto "effetto diga" risulta quindi del tutto irrilevante rispetto alle dinamiche delle piene a valle. Piuttosto si può riconoscere un effetto negativo rispetto alla "tenuta" dei ponti, ma questo problema può essere risolto adottando scrupolosamente le prescrizioni delle Autorità di Bacino (**fig. 1.58**; in basso).

SCHEDA 1.4 - L'ingegneria naturalistica

L'ingegneria naturalistica è una disciplina relativamente nuova che, in parte, deriva dalle esperienze maturate in passato dai contadini e dai montanari impegnati in numerosi e piccoli interventi di manutenzione e difesa del territorio (**figg. 1.59 e 1.60**), ma contemporaneamente utilizza le conoscenze tecnico - scientifiche dell'ingegneria idraulica tradizionale e ponendo una particolare attenzione alle esperienze più recenti, soprattutto riguardo l'uso dei materiali. Questi sono soprattutto di tipo naturale, cioè più o meno gli stessi che si rinvencono nell'ambiente circostante.

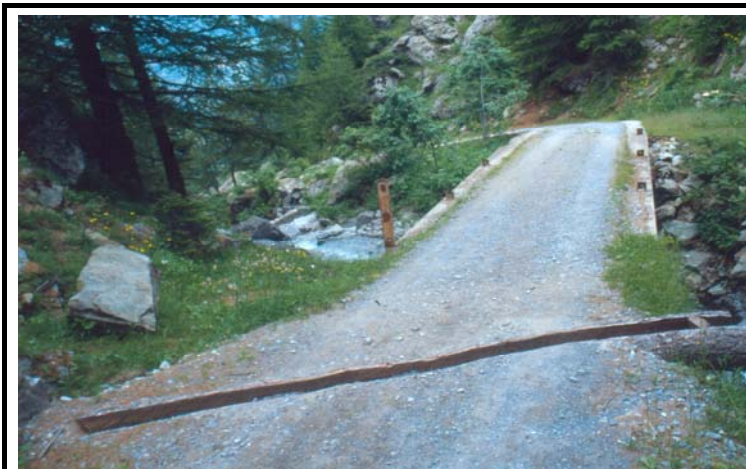


Fig. 1.59 - Una strada sterrata, in occasione di rovesci temporaleschi, può essere soggetta ad un vistoso ruscellamento di acque torbide che potrebbero danneggiarla per erosione, soprattutto se vi sono le condizioni adatte per il formarsi di ruscelli con portata sufficiente. Una tecnica semplice consiste nell'interrare un tronco cavo, in grado di funzionare come una sorta di gronda che allontana l'acqua dalla strada.



Fig. 1.60 - L'immagine illustra un esempio di una piccola briglia utile per contenere l'erosione da ruscellamento superficiale. È un modesto intervento con materiali naturali (frammenti di rami). Spesso si dispone un masso alla base della briglia, al fine di ridurre l'erosione dovuta al salto dell'acqua che supera l'ostacolo.

La **fig. 1.61** illustra un esempio di difesa spondale con una tecnica alternativa al cemento. Si usano materiali naturali, in parte vivi (es. ontani e salici) che, con le radici, consolidano l'opera. I metodi dell'ingegneria naturalistica aumentano la sicurezza idraulica rispetto a quanto realizzato con il cemento, in quanto favoriscono il drenaggio, aumentano l'elasticità della sezione, rallentano la corrente. Esse inoltre contribuiscono all'insieme dei processi dell'autodepurazione dei fiumi e ne rispettano la naturalità offrendo cibo e riparo per molti animali. Infine possono essere utilmente impiegate per interventi in tratti fluviali entro centri abitati in quanto più adatte per i raccordi con le aree verdi pubbliche.

Argini e sistemi di difesa spondale possono essere realizzati anche nei pressi di centri abitati, con la combinazione tra le tecniche dell'ingegneria naturalistica con quelle più tradizionali (**fig. 1.62**). La collocazione di talee di salici fra i blocchi di cemento o fra i massi di una scogliera, facilita il consolidamento grazie allo sviluppo delle radici. La semina di erbacee e soprattutto la collocazione di alberi di specie adatte, oltre a permettere una migliore stabilità dell'argine, rientra in una nuova dimensione della gestione del territorio tesa all'obiettivo di incrementare al massimo il numero di alberi, soprattutto nelle aree urbanizzate (a vantaggio del clima locale, della qualità dell'aria, del valore paesaggistico,...).

Recentemente si costruiscono briglie con le tecniche dell'ingegneria naturalistica (soprattutto in corrispondenza dei canali che tagliano i versanti), che prevede l'uso di materiali naturali vari, con lo scopo di ridurre al minimo l'impatto visivo di tali strutture (**fig. 1.63**).

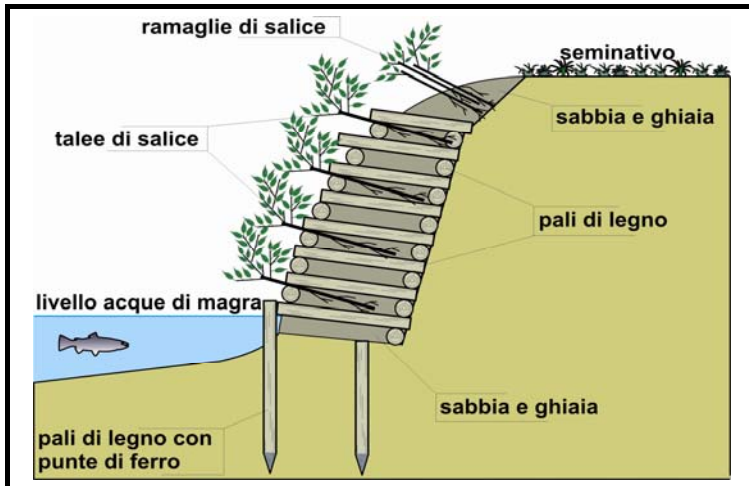


Fig. 1.61 - Esempio di intervento di difesa sponale con le tecniche dell'ingegneria naturalistica.

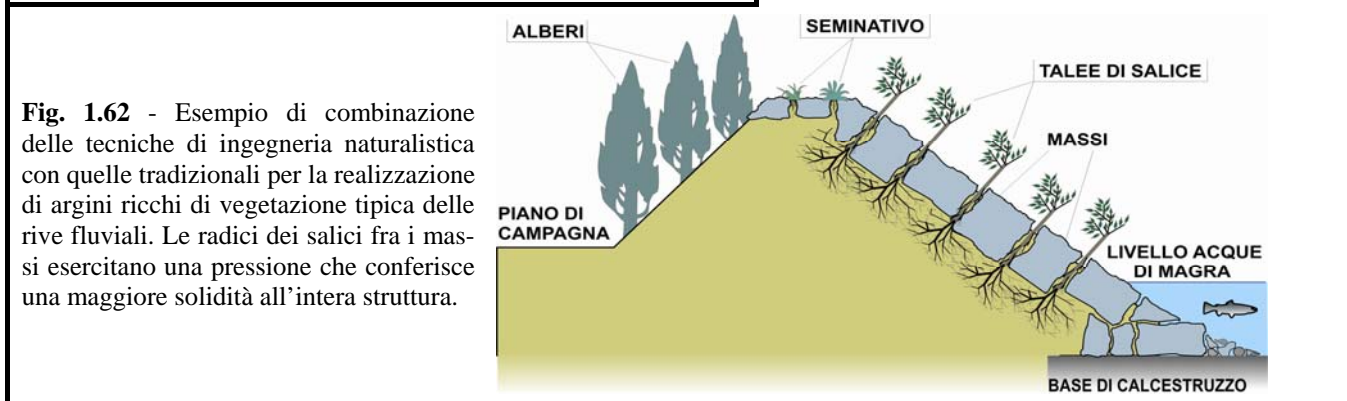
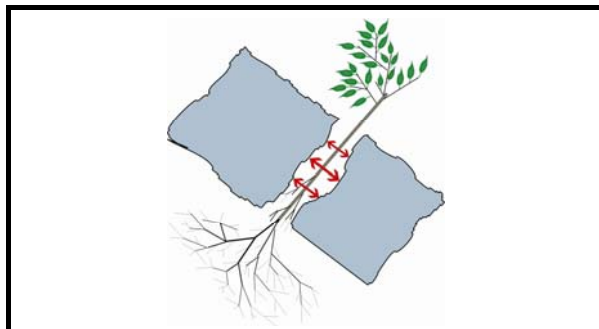


Fig. 1.62 - Esempio di combinazione delle tecniche di ingegneria naturalistica con quelle tradizionali per la realizzazione di argini ricchi di vegetazione tipica delle rive fluviali. Le radici dei salici fra i massi esercitano una pressione che conferisce una maggiore solidità all'intera struttura.



Fig. 1.63 - Esempio di briglia realizzata con le tecniche dell'ingegneria naturalistica. Si tratta evidentemente di una struttura a scarso impatto paesaggistico.

SCHEDA 1.5 - Aspetti legati all'evoluzione dei bacini

I termini "giovinezza", "maturità", "vecchiaia" non si applicano necessariamente e contemporaneamente ai corsi d'acqua e al paesaggio circostante (bacini) in un determinato momento dell'evoluzione. Valli giovanili possono formarsi in un "vecchio" paesaggio quasi senza rilievi; successivamente ambedue potranno assumere caratteristiche di maturità, ma non è affatto inevitabile. È importante quindi servirsi di tali termini con cautela. Quanto appena affermato può essere dimostrato illustrando un paio di casi di ringiovanimento di un corso d'acqua in un paesaggio ormai maturo.

Consideriamo un bacino nel suo stadio di vecchiaia. Il corso d'acqua principale ha debole pendenza, più o meno costante per tutta la lunghezza, con scarse erosione e sedimentazione. Scorre, con andamento meandriforme, in una fascia fluviale delimitata da scarpate che, con il tempo, ha allargato per erosione sponale (fig. 1.64).

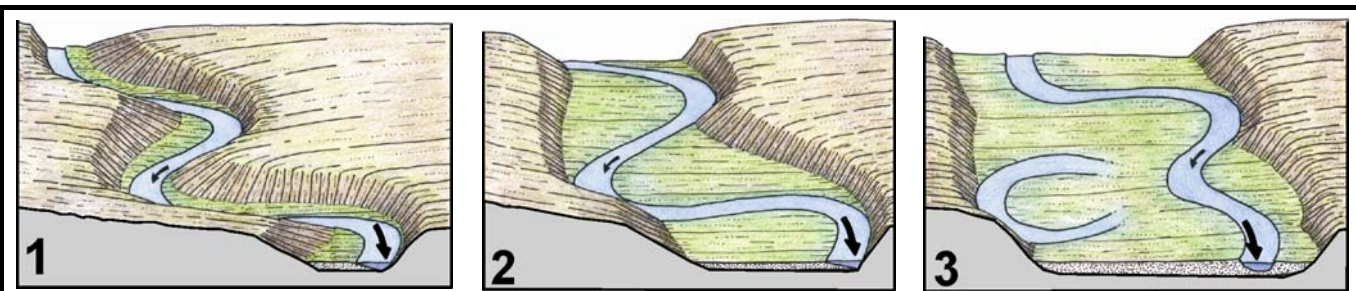


Fig. 1.64 - Immagine di un corso d'acqua ad andamento meandriforme che scorre in una fascia fluviale che, con il tempo, ha allargato con l'erosione sponale.

Se si abbassa il livello marino, aumenta il dislivello fra le sorgenti e la foce. L'equilibrio raggiunto dal corso d'acqua viene alterato e riprende l'erosione sui materiali rocciosi a monte e su quelli alluvionali accumulati a valle dallo stesso fiume. Esso approfondisce il proprio letto ed abbandona i fianchi delle sponde che delimitavano il letto più antico con conseguente formazione di **terrazzi fluviali** (fig. 1.65).

Con il tempo il corso d'acqua assume un profilo di equilibrio adeguato al nuovo livello di base per l'abbassamento del livello marino. Se questo si abbassasse nuovamente, si verificherebbe un nuovo ringiovanimento, con conseguente formazione di nuovi terrazzi interni a quelli più antichi.

Riassumendo il fiume può subire diversi ringiovanimenti in base alle oscillazioni del livello di base, ma il paesaggio circostante potrebbe non risentire in misura significativa di questi processi, conservando essenzialmente la morfologia tipica di un bacino nello stadio di vecchiaia.

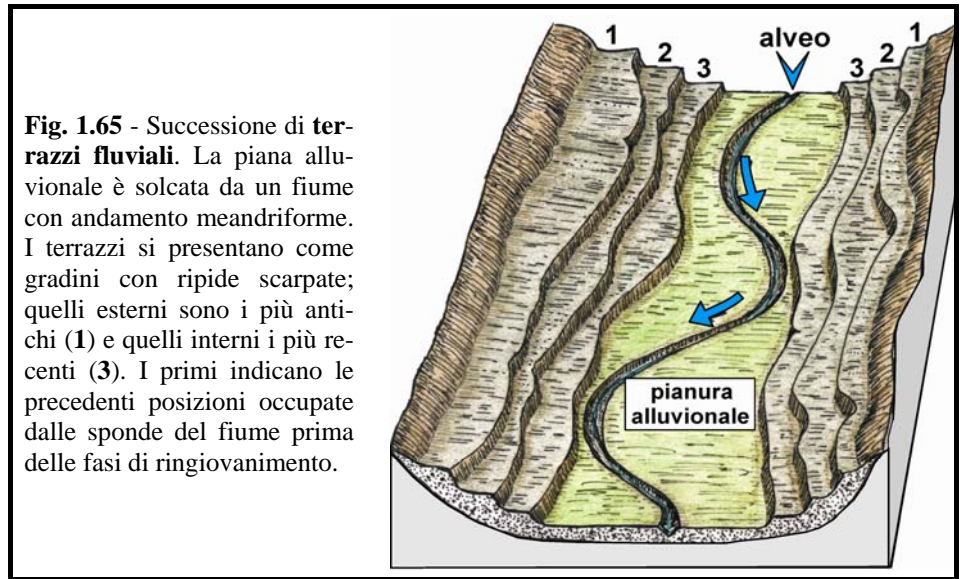


Fig. 1.65 - Successione di **terrazzi fluviali**. La piana alluvionale è solcata da un fiume con andamento meandriforme. I terrazzi si presentano come gradini con ripide scarpare; quelli esterni sono i più antichi (1) e quelli interni i più recenti (3). I primi indicano le precedenti posizioni occupate dalle sponde del fiume prima delle fasi di ringiovanimento.

I corsi d'acqua, durante l'evoluzione e soprattutto nelle aree collinari e montane, tendono ad ampliare e a sviluppare il reticolo idrografico e il bacino imbrifero. L'ampliamento del bacino comporta uno spostamento dello spartiacque che lo delimita, in particolare un "arretramento" della porzione più a monte (*testata* del bacino). Può così accadere che il corso d'acqua riesca ad "impossessarsi" della testata di un bacino imbrifero attiguo (**cattura fluviale**) sottraendo acqua ad un altro fiume dotato di minori capacità erosive (fig. 1.66). Questa nuova situazione comporta un improvviso incremento delle portate del fiume che viene alimentato da un bacino divenuto più ampio e quindi in grado di raccogliere maggiori volumi d'acqua delle precipitazioni. Ma un aumento delle portate significa maggior velocità delle acque, maggiore capacità di trasporto solido, aumento dell'erosione e conseguente ringiovanimento del fiume.

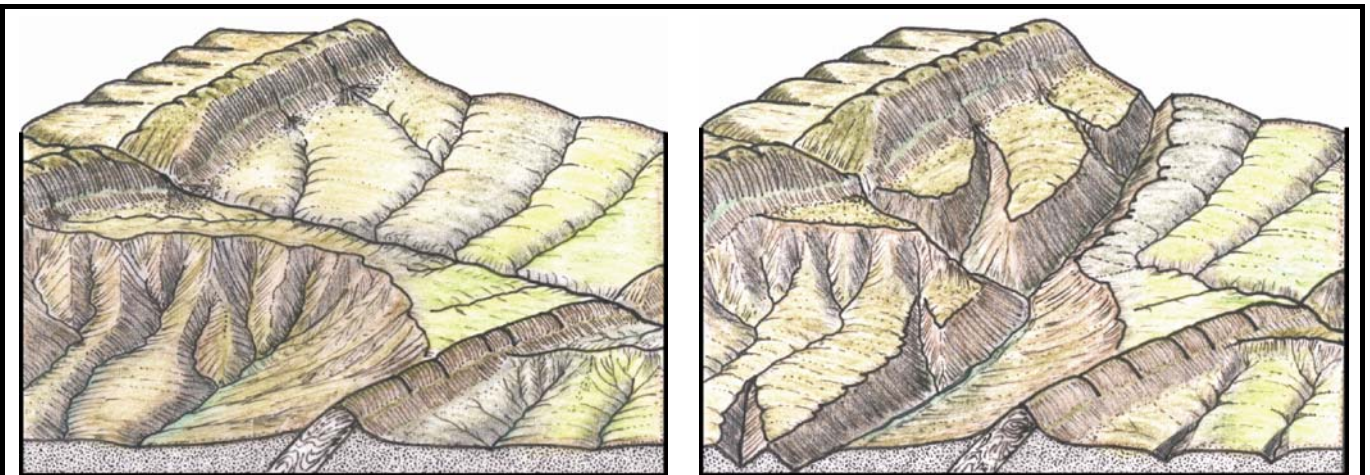


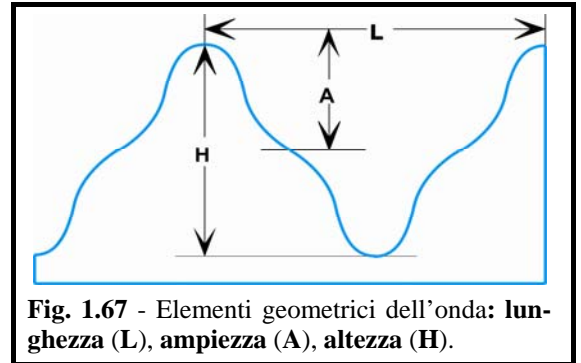
Fig. 1.66 - Dopo la **cattura fluviale** (a destra) diventa molto più accentuata l'erosione soprattutto lungo il corso d'acqua che viene alimentato da una maggiore superficie di bacino e quindi da maggiori portate.

SCHEDE 1.6 - L'azione del moto ondoso

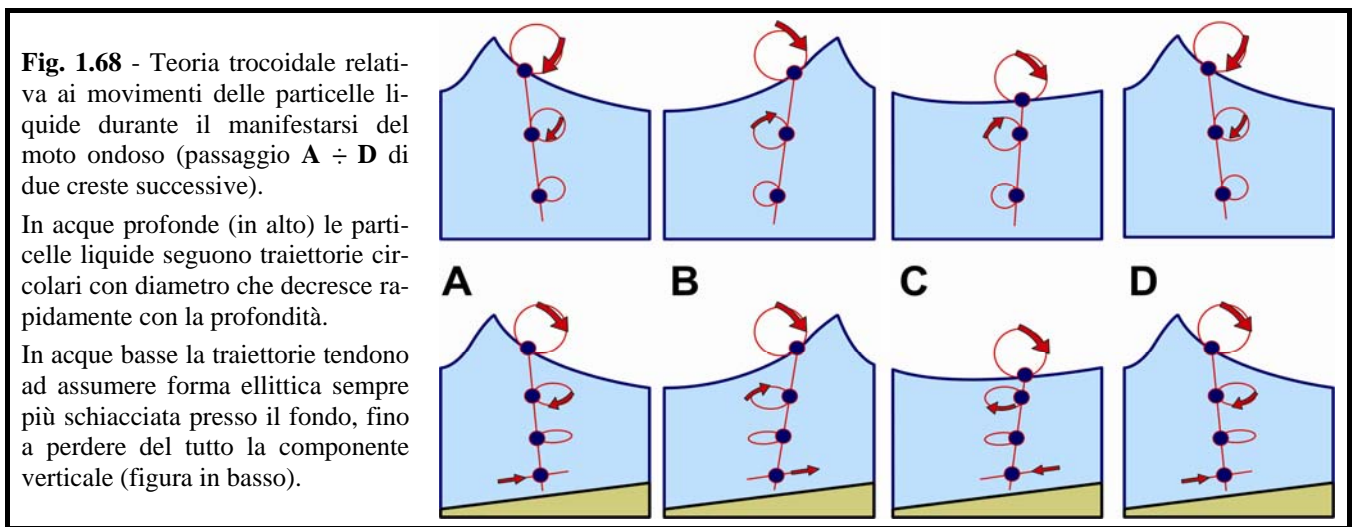
Il vento, soffiando sulla superficie dei laghi e dei mari, cede energia determinando il moto ondoso, una serie di movimenti dell'acqua riconducibili ad oscillazioni di ampiezza molto variabile. Un galleggiante sulla superficie dell'acqua in presenza di onde si muove con ampi movimenti prevalentemente verticali, alzandosi in corrispondenza di una cresta d'onda ed abbassandosi al passaggio di una depressione fra due onde successive, senza spostarsi sensibilmente lungo la superficie. Gli spostamenti verticali del galleggiante e l'apparente spostamento orizzontale dell'acqua dimostrano che le onde trasportano energia, ma non comportano trasporto di materia. I movimenti verticali dell'acqua al passaggio delle onde coinvolgono anche gli strati sottostanti favorendo, in una certa misura e fino a limitate profondità, il rimescolamento e il trasporto di energia. Data l'importanza di tale fenomeno si ritiene opportuno ricordare alcune definizioni (fig. 1.67):

- **lunghezza d'onda (L)** - distanza tra le creste o i cavi di due onde successive;
- **altezza (H)** - distanza verticale tra il sommo della cresta e il fondo del cavo; la metà di questo valore è l'**ampiezza (A)** dell'onda;
- **velocità di propagazione (V)** - spazio percorso dalla cresta o dal cavo di un'onda nel tempo;
- **periodo (T)** - intervallo di tempo tra il passaggio di due creste o di due cavi successivi;
- **ripidità (d)** - rapporto tra altezza e lunghezza (H/L).

Dove l'acqua è profonda (**fig. 1.68**) le particelle si muovono in orbite circolari, compiendo un giro completo in un tempo uguale a quello del periodo; il diametro delle orbite è uguale all'altezza delle onde (*teoria trocoidale*). Questo schema si mantiene se la lunghezza d'onda è sufficientemente lunga rispetto all'altezza. Quando la lunghezza d'onda diminuisce (per esempio a causa del vento che diventa più veloce) fino a diventare circa sette volte la sua altezza, le particelle ruotano nelle loro orbite circolari ad una velocità superiore di quella di propagazione dell'onda. Questa diventa instabile e frange determinando uno spostamento di particelle nella stessa direzione del vento. Sotto la superficie le particelle si muovono in orbite di diametro sempre più piccolo e a una profondità pari a mezza lunghezza d'onda, il diametro dell'orbita circolare è meno di 1/20 di quello alla superficie. L'azione del vento è praticamente trascurabile intorno a 10 m di profondità.



In acqua profonda le onde più lunghe viaggiano più velocemente di quelle corte e in linea di massima il modello sopra descritto è sufficiente. In acqua bassa (**fig. 1.68**) la situazione cambia; dove la profondità è inferiore a mezza lunghezza d'onda, le onde cominciano a "sentire" la resistenza del fondo e il moto circolare delle particelle d'acqua si appiattisce assumendo forma ellittica. Le ellissi diventano sempre più piatte fino a che, presso il fondo, la componente verticale si annulla e le particelle si spostano alternativamente avanti e indietro secondo traiettorie parallele al fondo. Questo effetto è ben evidente nelle riprese subacquee effettuate a bassa profondità, dove è possibile osservare i detriti che, in prossimità dei fondali, si muovono ritmicamente sfiorando le superfici.



Quando il moto ondoso è dotato di grande energia (onde più ampie e veloci), nei bassi fondali, si possono avere fenomeni di intorbidimento dell'acqua in conseguenza della diffusione delle particelle detritiche messe in movimento dall'energia dell'acqua stessa. Quando l'onda arriva sui fondali meno profondi avvicinandosi alla riva, tende a frangersi e a spingere l'acqua a risalire lungo il pendio per tornare indietro verso il largo. In tal modo l'acqua mette in movimento le particelle detritiche facendole scorrere sul fondo o facendole urtare contro superfici ripide di coste rocciose. Questa è l'azione tipica dell'**erosione costiera**; l'acqua modella le coste dei laghi e dei mari e limita, con il continuo movimento indotto dal moto ondoso, la sedimentazione nelle acque basse immediatamente sovrastanti le rive; l'accumulo dei sedimenti è pertanto facilitato alle profondità superiori a quella fin dove il moto ondoso fa sentire energicamente i suoi effetti.

SCHEDE 1.7 - Sesse

Si supponga di disporre di una bacinella parzialmente colma, dove l'acqua sia inizialmente in stato di quiete. Sollevando leggermente una estremità della bacinella e riportandola repentinamente nella posizione iniziale, la superficie dell'acqua si solleva ad una estremità abbassandosi in corrispondenza di quella opposta. Successivamente le posizioni si invertono per tornare nuovamente a quelle precedenti. Risulta una oscillazione attorno ad un asse orizzontale con i massimi spostamenti verticali alle estremità della bacinella. Col tempo l'energia viene dissipata, prevalentemente per attrito e l'oscillazione si smorza fino ad esaurirsi del tutto.

La **fig. 1.69** mostra un fenomeno analogo a quello della bacinella, ma riferito ad un lago (*sesse superficiali*), dove sono evidenziati il *nodo* (punto al centro della massa d'acqua, in cui sono nulli i movimenti di oscillazione) e i *ventri* (anche detti *antinodi*, punti di massima oscillazione alle estremità del lago). I cambiamenti di livello lasciano ritmicamente "a secco" lembi di spiaggia, da cui il termine francese *seiche*, dato al fenomeno dai pescatori del Lemano. Le sesse di questo tipo vengono dette *uninodali*, ma possono presentarsi con più nodi (**fig. 1.70**); in tali casi vengono denominate *binodali* o *trinodali*.

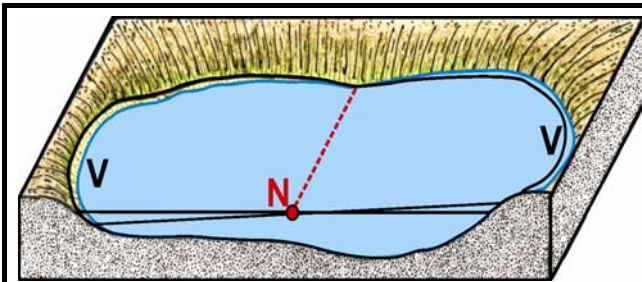


Fig. 1.69 - Oscillazione delle acque in un lago (*sesse uninodale*). Il punto che si trova sull'asse di oscillazione (linea tratteggiata) viene detto *nodo* (N), mentre gli estremi del lago, dove massima è l'oscillazione, vengono detti *ventri* (V).

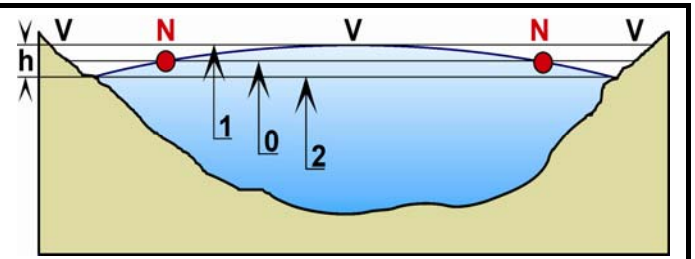


Fig. 1.70 - Esempio di *sesse binodale* con due *nodi* (N) e tre *ventri* (V). La figura rappresenta il movimento di massima altezza del ventre centrale (1) sul livello di equilibrio (0) e di livello minimo (2) dei ventri periferici. L'oscillazione completa si raggiunge con le posizioni invertite rispetto a quelle illustrate. L'ampiezza di oscillazione è pari ad $H = 1 - 2$.

Il dislivello tra il massimo ed il minimo in corrispondenza del ventre viene indicato con il termine *ampiezza*, mentre il periodo di tempo compreso tra due alti (o bassi) livelli successivi viene indicato con il termine *periodo*. La prima dipende dalla intensità del fenomeno che innesca la sesse e non ha influenza sul periodo (aumenta dove la cuvetta lacustre si restringe). Il secondo cresce all'aumentare della lunghezza del bacino e diminuisce con la profondità. Quindi tale fenomeno è largamente condizionato dalle caratteristiche morfometriche del lago.

Le sesse sono fenomeni difficili da studiare, dato che spesso si sovrappongono tra loro e con movimenti di acqua con origini diverse. Nei bacini vallivi, stretti, profondi ed allungati, si verificano le condizioni favorevoli allo sviluppo di sesse piuttosto pronunciate, soprattutto in senso longitudinale. Nel Benaco, nel Verbano e nel Lario le sesse uninodali hanno un periodo di poco superiore a 40 minuti. Nel lago di Garda vi sono una sesse longitudinale uninodale con periodo di 43 minuti, una sesse binodale con periodo di 23 minuti ed una trinodale con periodo di 16 minuti. Nel lago Eire, nel 1982, è stata osservata una sesse con ampiezza di quasi 5 metri. Nell'Aral sono state osservate sesse con periodo di circa 22 ore.

Le sesse sono provocate da cause diverse in grado di modificare il livello delle acque. Il vento, spirando a lungo nella stessa direzione, può accumulare acqua ad una estremità del bacino; al cessare della sua azione si instaurano oscillazioni che, col tempo, si esauriscono. L'equilibrio del livello delle acque può essere modificato da differenze locali della pressione atmosferica a causa di intensi temporali. Le sesse, provocando spostamenti periodici delle masse d'acqua, generano deboli moti di corrente, dell'ordine di pochi centimetri al secondo.