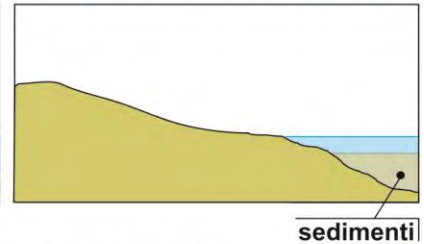
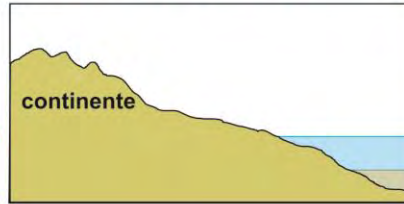


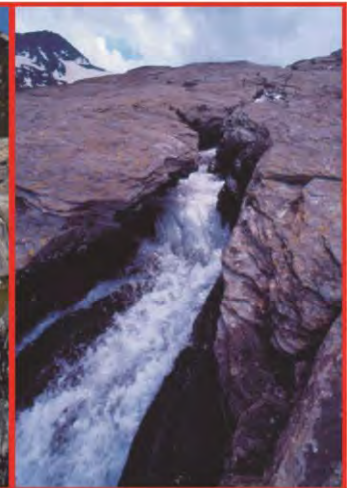
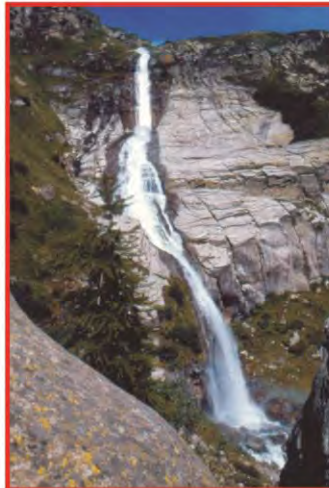
MODULO IV: PROCESSI DI DISFACIMENTO E DI TRASPORTO

DISFACIMENTO → TRASPORTO → SEDIMENTAZIONE



Ghiacciaio del Brenva (massiccio del Monte Bianco - Valle d'Aosta).

ESARAZIONE DEL GHIACCIO



Ruscellamento superficiale: l'erosione fluviale produce profonde incisioni, anche sulla roccia più "dura".

EROSIONE DELLE ACQUE CONTINENTALI

EROSIONE DELLE ACQUE MARINE



Faraglioni dell'isola di Capri (provincia di Napoli).



Grotte sulla costa di Marina di Camerota (provincia di Salerno).



Pietraia (frantumazione di blocchi rocciosi).

GELO E DISGELO, CALDO E FREDDO

La pioggia battente, soprattutto in occasione di eventi meteorologici intensi e sui suoli poco protetti dalla vegetazione, smuove le particelle di argilla e di sabbia e le trascina in numerosi ruscelli che convogliano velocemente l'acqua fangosa verso valle. Così si sviluppa l'**erosione delle acque continentali**, che comporta la formazione di incisioni sul terreno che, con il tempo, si approfondiscono fino a diventare profonde valli fluviali. Le terre emerse vengono anche attaccate dal mare; l'**erosione delle acque marine** modella il paesaggio costiero, talora “disegnando” forme spettacolari.

Nei climi freddi l'azione di modellamento del paesaggio viene esercitata dal ghiaccio. Enormi masse glaciali, dovute all'accumulo di neve anno dopo anno, lentamente si muovono verso valle, esercitando la loro azione di **esarazione**: scavando solchi, piallando vaste estensioni rocciose, accumulando enormi quantità di materiali detritici,... Contemporaneamente l'azione del **gelo e disgelo** comporta la frantumazione anche delle rocce più dure.

Nelle aree desertiche ed in tutte quelle dove dominano i venti forti, l'aria trascina, nei suoi vortici, grandi quantità di sabbia che agisce come uno smeriglio modellando massi e pareti rocciose, oppure si accumula formando colline sabbiose. Il **caldo** diurno ed il **freddo** notturno provocano modificazioni di volume delle rocce e quindi la loro frantumazione.

Numerosi processi di distruzione portano al **disfacimento** delle porzioni più elevate dei continenti; i detriti che risultano vengono sottoposti ad un **trasporto** verso valle, fino a giungere nelle aree più depresse, dove avviene la **sedimentazione**. Con il tempo i rilievi vengono distrutti ed i mari riempiti, fino ad arrivare ad una Terra dalla superficie piatta e monotona?

Con il **Modulo IV (Processi di disfacimento e di trasporto)** si descrivono i principali processi di disgregazione fisica che coinvolgono le terre emerse per mezzo dell'acqua (**capitolo 1**) e del ghiaccio (**capitolo 2**). Quindi si studia l'insieme delle azioni responsabili del modellamento dei versanti (**capitolo 3**). Si tratta di descrivere il “paesaggio” cercando di interpretarne la storia evolutiva e analizzando gli agenti responsabili del variegato “disegno” delle numerose forme della superficie della Terra.

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.

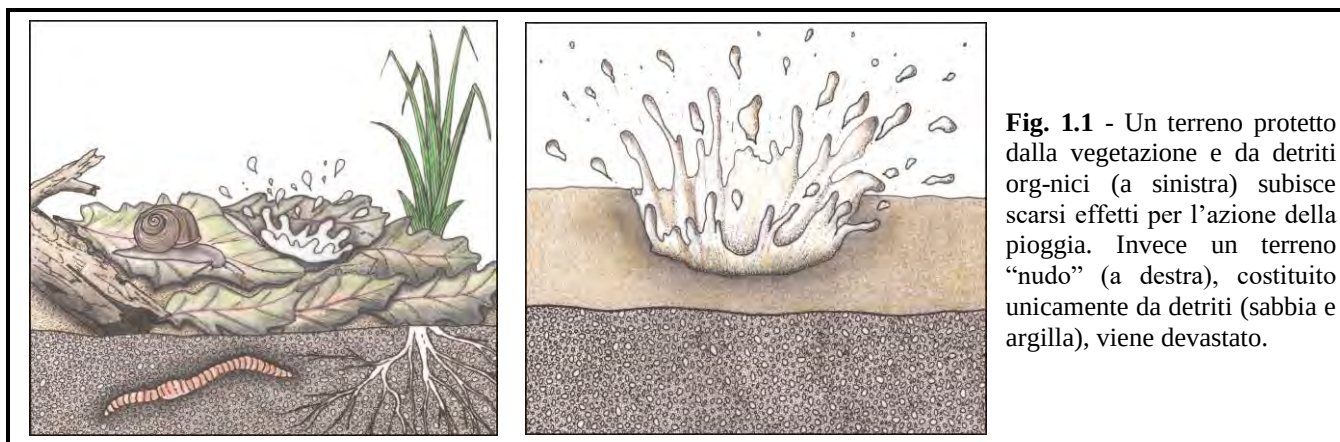


Fig. 1.1 - Un terreno protetto dalla vegetazione e da detriti organici (a sinistra) subisce scarsi effetti per l'azione della pioggia. Invece un terreno "nudo" (a destra), costituito unicamente da detriti (sabbia e argilla), viene devastato.

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 infila 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*); intensa erosione areale; si verifica su superfici a debole pendenza, sulle quali l'acqua mantiene forte spessore ed elevata energia a causa dell'intensità della pioggia.



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.

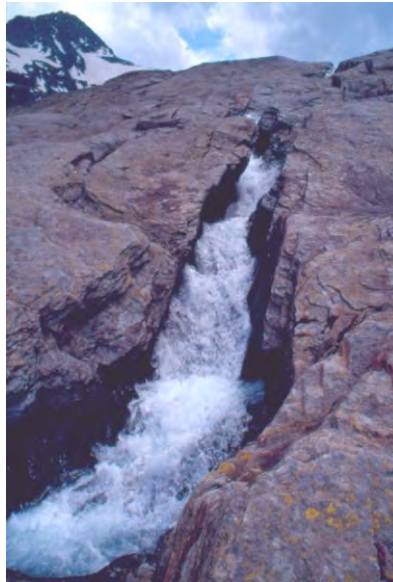


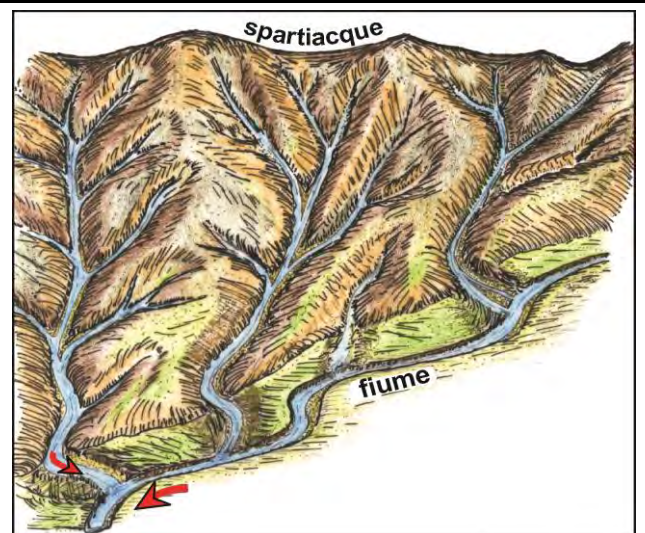
Fig. 1.3a - Un impetuoso torrente incide la roccia producendo uno solco che, con il tempo, è destinato ad approfondirsi. L'azione erosiva è facilitata dalla velocità dell'acqua, conseguenza della notevole pendenza.



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 topografiche, 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**).

Fig. 1.5 - L'acqua muove grani di argilla, sabbia e grosse pietre tanto più efficacemente quanto maggiore è la sua massa e velocità. I grani "graffiano" i fianchi e il fondo del solco nel quale scorrono trascinati dall'acqua. Le pietre "rotolano" contribuendo a "muovere" altri detriti il cui insieme costituisce il **trasporto** (o **carico**) **solido**, responsabile dell'erosione. Le pietre, per gli urti che subiscono, hanno spi-goli arrotondati (**ciottoli fluviali**).



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 fiumi 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**).

L'erosione è 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,

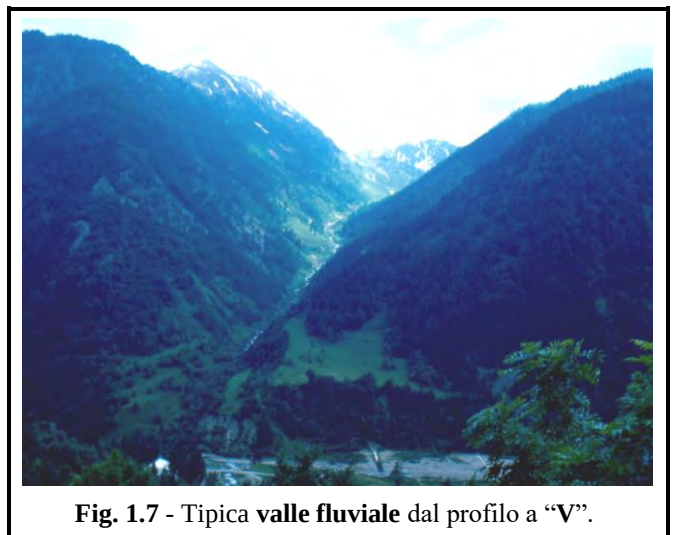


Fig. 1.7 - Tipica valle fluviale dal profilo a "V".

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**).

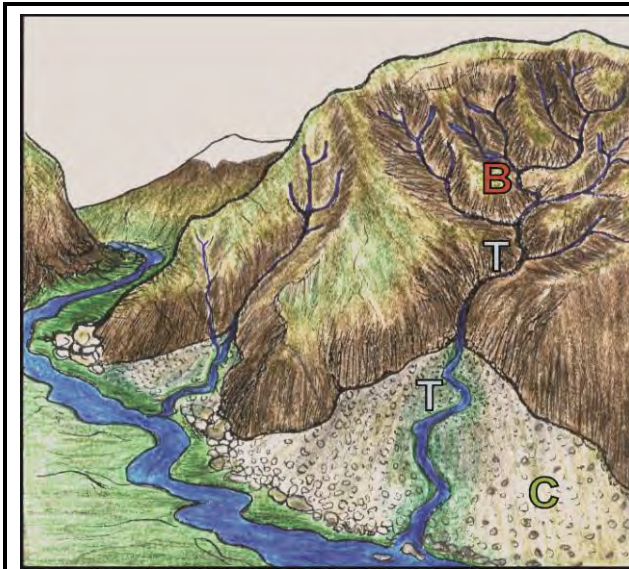


Fig. 1.8 - L'erosione provoca l'asportazione di materiali e formazione di una depressione (in alto a destra) detta **bacino imbrifero (B)**. Su esso il **reticolo idrografico** raccoglie le acque che ruscellano sul terreno per convogliarle nel corso principale (**T**) e quindi nel fiume di fondovalle. 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)**.



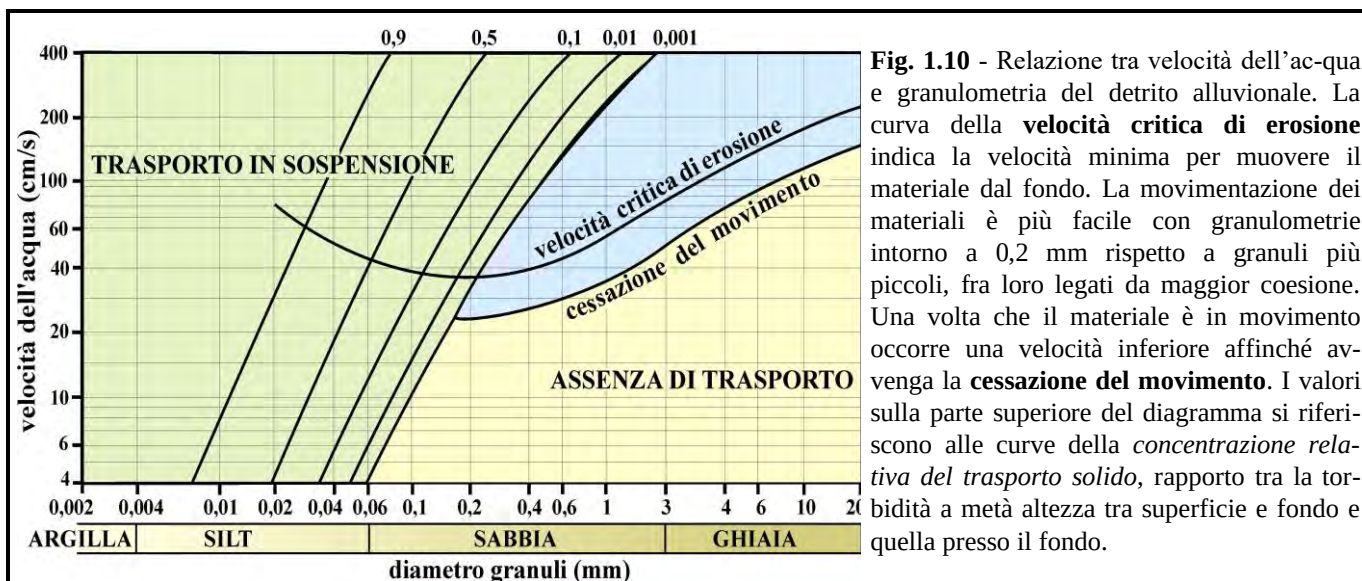
Fig. 1.9 - Questa è una immagine reale, simile a quanto rappresentato nel disegno di **fig. 1.8**. Si osserva infatti la valle principale in basso da monte (destra) a valle (sinistra). In primo piano, sul versante sinistro della valle principale, si distingue un piccolo bacino imbrifero che alimenta 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.

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 (**figg. 1.11**). Si è banalizzata 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 ed intrecciate, che origina un "disegno" il cui aspetto dipende da numerosi fattori in relazione ai caratteri 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 minore 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. 1.11 - 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.



Classificazione delle categorie granulometriche in funzione delle dimensioni dei grani.

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	

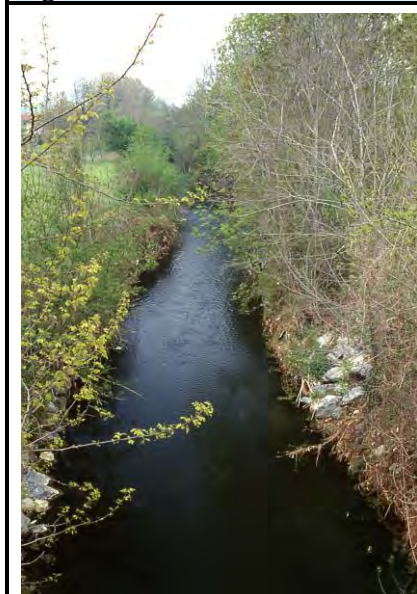
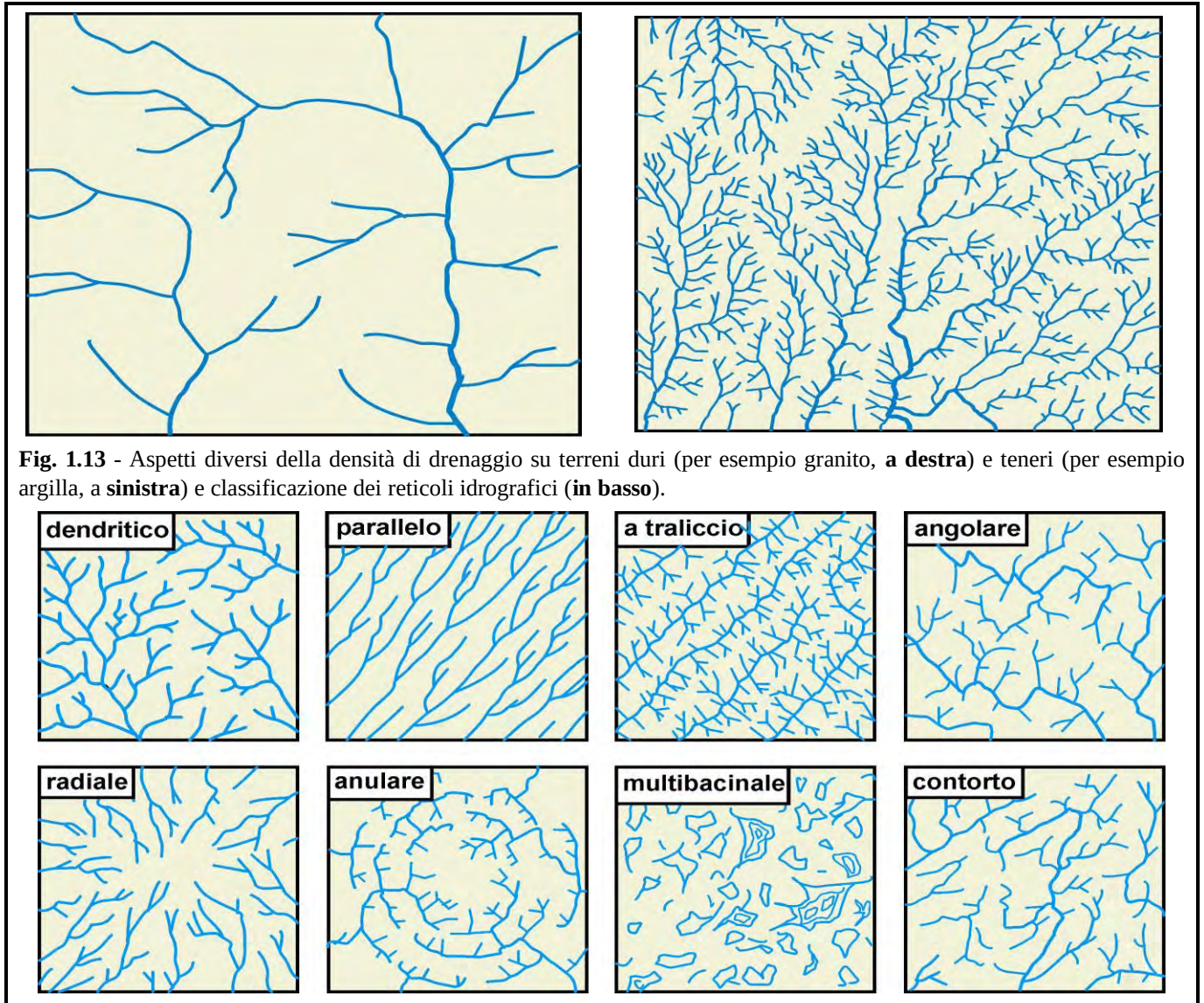


Fig. 1.12 - A sinistra un piccolo corso d'acqua biologicamente ricco e diversificato. A destra lo stesso fiume dopo un intervento di sistemazione idraulica. Un vero e proprio ecosistema fluviale è stato trasformato in una sorta di canale artificiale praticamente privo di vita ed in verità più pericoloso 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.

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" 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.



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 **ghiaietti**. 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.

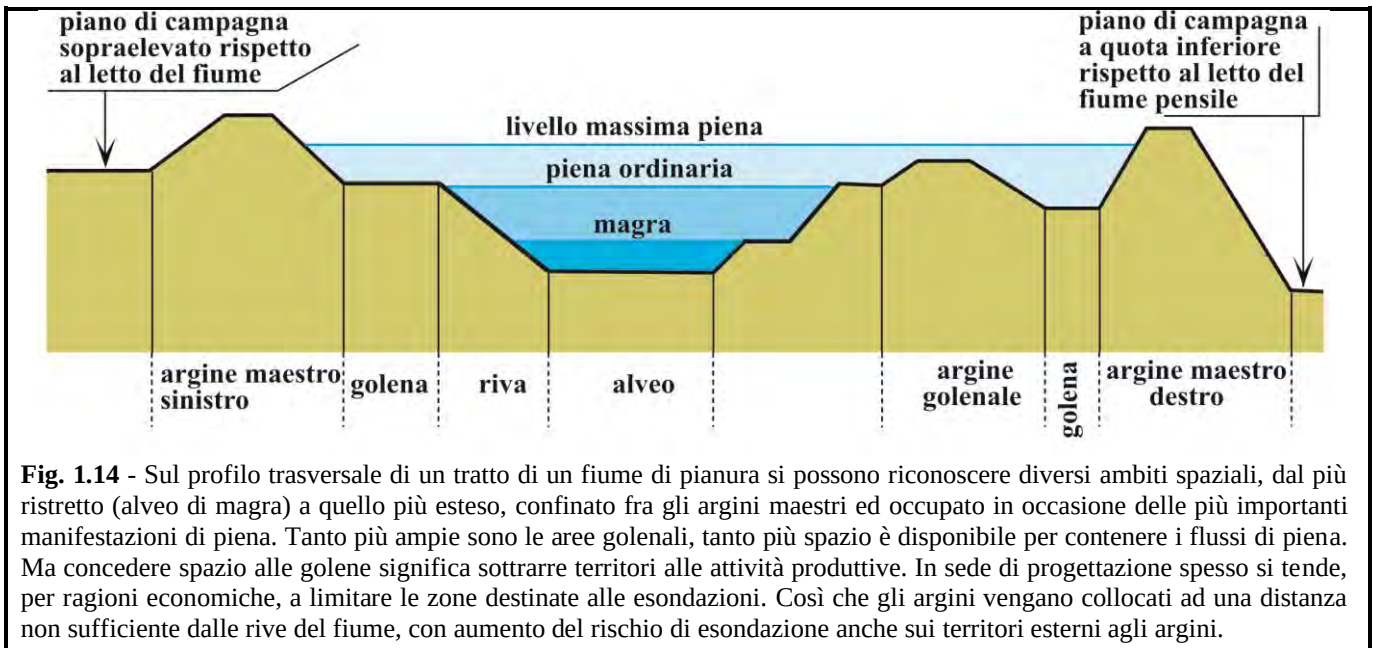


Fig. 1.14 - Sul profilo trasversale di un tratto di un fiume di pianura si possono riconoscere diversi ambiti spaziali, dal più ristretto (alveo di magra) a quello più esteso, confinato fra gli argini maestri ed occupato in occasione delle più importanti manifestazioni di piena. Tanto più ampie sono 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. Così che gli argini vengano collocati ad una distanza non sufficiente dalle rive del fiume, con aumento del rischio di esondazione anche sui territori esterni agli argini.

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 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.

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 corrvazione dei grandi bacini hanno scarsa influenza. Forse le disastrose alluvioni del Polesine del novembre 1951 e di Firenze nel novembre 1966, sarebbero avvenute ugualmente e con intensità non molto diverse anche se i bacini del Po e dell’Arno fossero stati fittamente boscati.

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 in una rete di vallecole, 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. 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.



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.

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 (*eversione*), 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.



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**.



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 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 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.

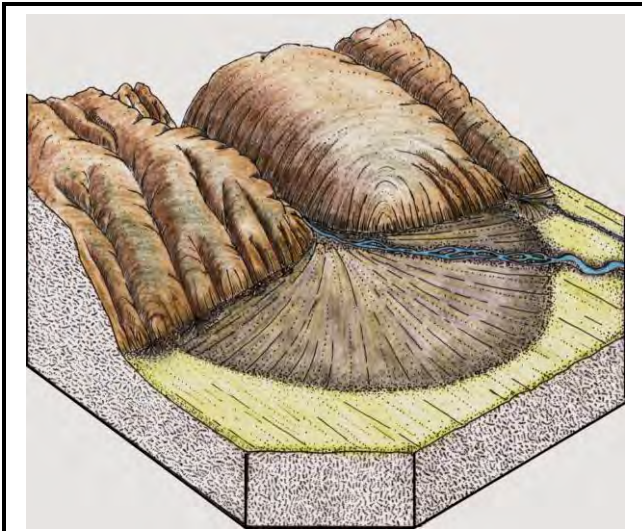


Fig. 1.17 - Allo sbocco dei fiumi in pianura, per la repentina diminuzione della velocità della corrente e della capacità di trasporto solido, vengono depositati i materiali detritici con formazione di coni alluvionali, caratterizzati talvolta da notevoli estensione areale e spessore.

Quando un ripido torrente 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 la pendenza degli alvei, ma in certi tratti, talora lunghi poche decine o centinaia di metri, la diminuzione della pendenza è molto rapida. Si ha 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 la massima sedimentazione; a 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: 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 torrenti, 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 nelle valli principali, nei vertici, sono assai scarse le componenti a granulometria fine; le acque piovane non sono tratteneute 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 tali 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.

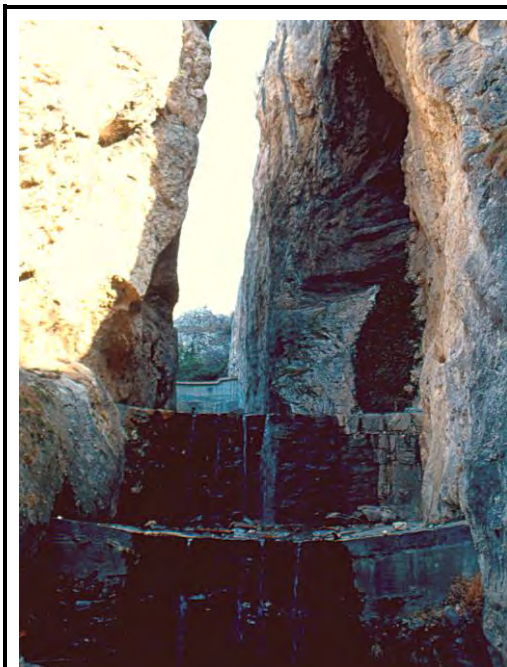


Fig. 1.18 - Esempi di **orrido** (a sinistra) e **forra** (a destra), particolari incisioni fluviali caratterizzate da notevole profondità e pareti laterali verticali o quasi.



I corsi d'acqua erodono il fondo e si approfondiscono rimanendo incassati entro ripide pareti, ma per breve tempo; le acque dilavanti 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**).

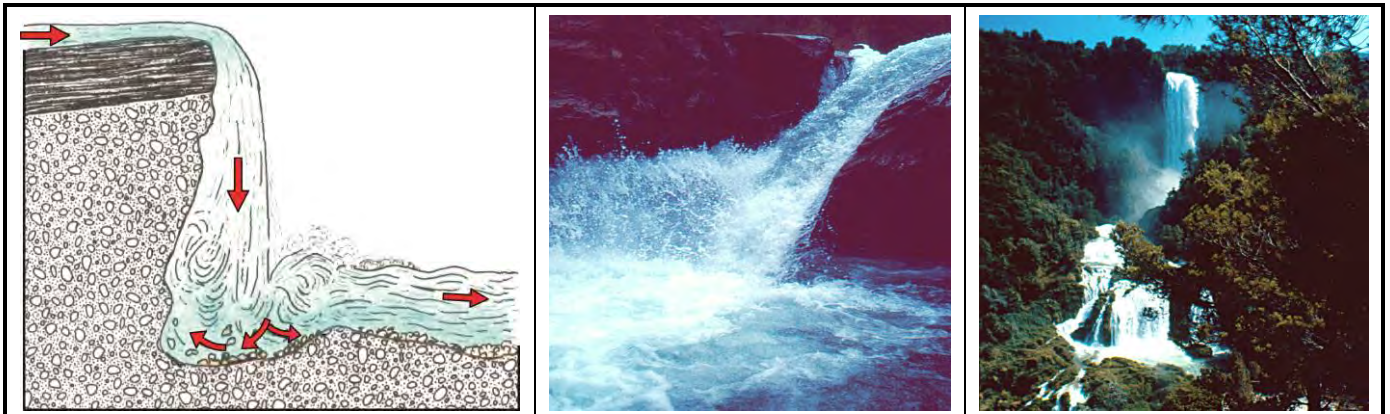


Fig. 1.19 - A sinistra, al fondo della **cascata** l'i-peto dell'acqua mantiene in movimento ciottoli che "graffiano" il fondo e i fianchi della parete. Con il passare del tempo la roccia sporgente è destinata a crollare facendo arretrare la cascata. A centro è messa in evidenza l'energia con la quale, in una cascata, l'acqua tende a "scavare" in profondità. A destra le famose cascate delle Marmore sul fiume Velino (Italia centrale).

1.5 - Meandri fluviali

Consideriamo un tratto di fiume ad andamento rettilineo. La velocità dell'acqua è massima in superficie lungo l'asse centrale, privo di ostacoli. Verso il basso la velocità diminuisce, fino ad un minimo per l'attrito con il fondo;



Orrido inciso in arenaria in val Toce (Piemonte).

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,...), 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 verso le sponde: diminuisce la profondità e aumenta l'effetto attrito con il fondo e contro le sponde, presso le quali possono trovarsi acque poco profonde e stagnanti dove prevale la sedimentazione (**fig. 1.20**). Tale schema è teorico; le situazioni possono essere più complicate. La corrente presso il fondo, nelle rapide, può essere molto elevata. La velocità dell'acqua potrebbe risultare accentuata anche presso le sponde favorendo la formazione di vortici. 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 *la velocità della corrente diminuisce dalla superficie e dal centro di un fiume, verso il fondo e verso le sponde.*

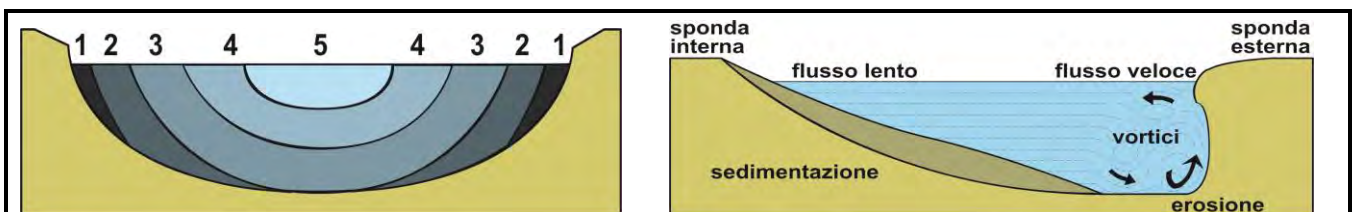


Fig. 1.20 - Lo schema a sinistra mostra come cambia la velocità del fluido in una sezione del corso d'acqua: ferma (1), molto lenta (2), moderatamente veloce (3), veloce (4) e molto veloce (5). In corrispondenza di un'ansa (a destra) la corrente è veloce presso il lato esterno; l'erosione è accentuata;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

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: **meandri** (**fig. 1.21**).

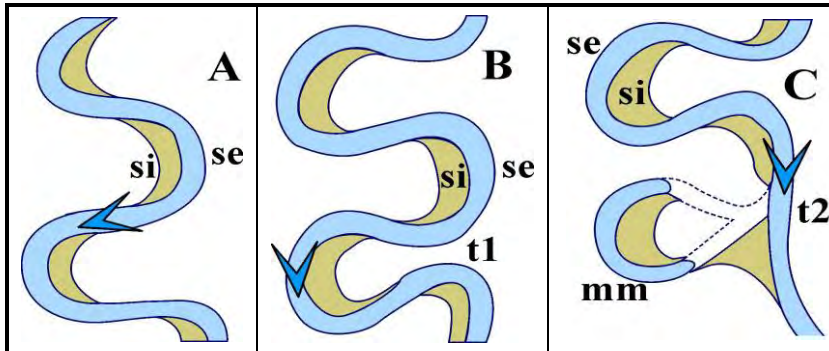
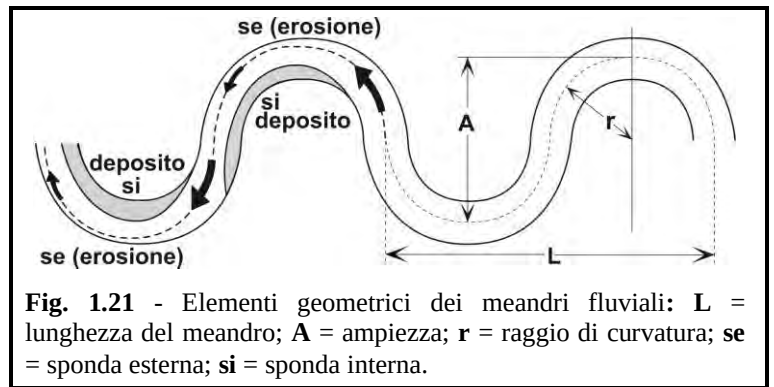


Fig. 1.22 - Evoluzione dei meandri fluviali. In **A** sono evidenti alcune anse di un corso d'acqua con le sponde esterne (**se**) e interne (**si**). L'erosione agisce sulle porzioni più a valle delle prime che quindi migrano verso valle (**B**) determinando un avvicinamento (**t1**) tra i lobi di due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



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**).

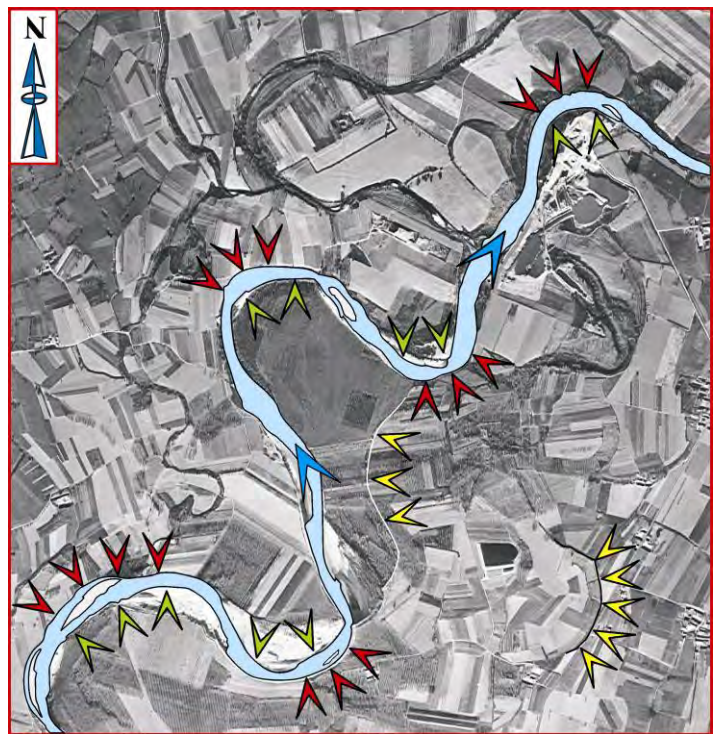
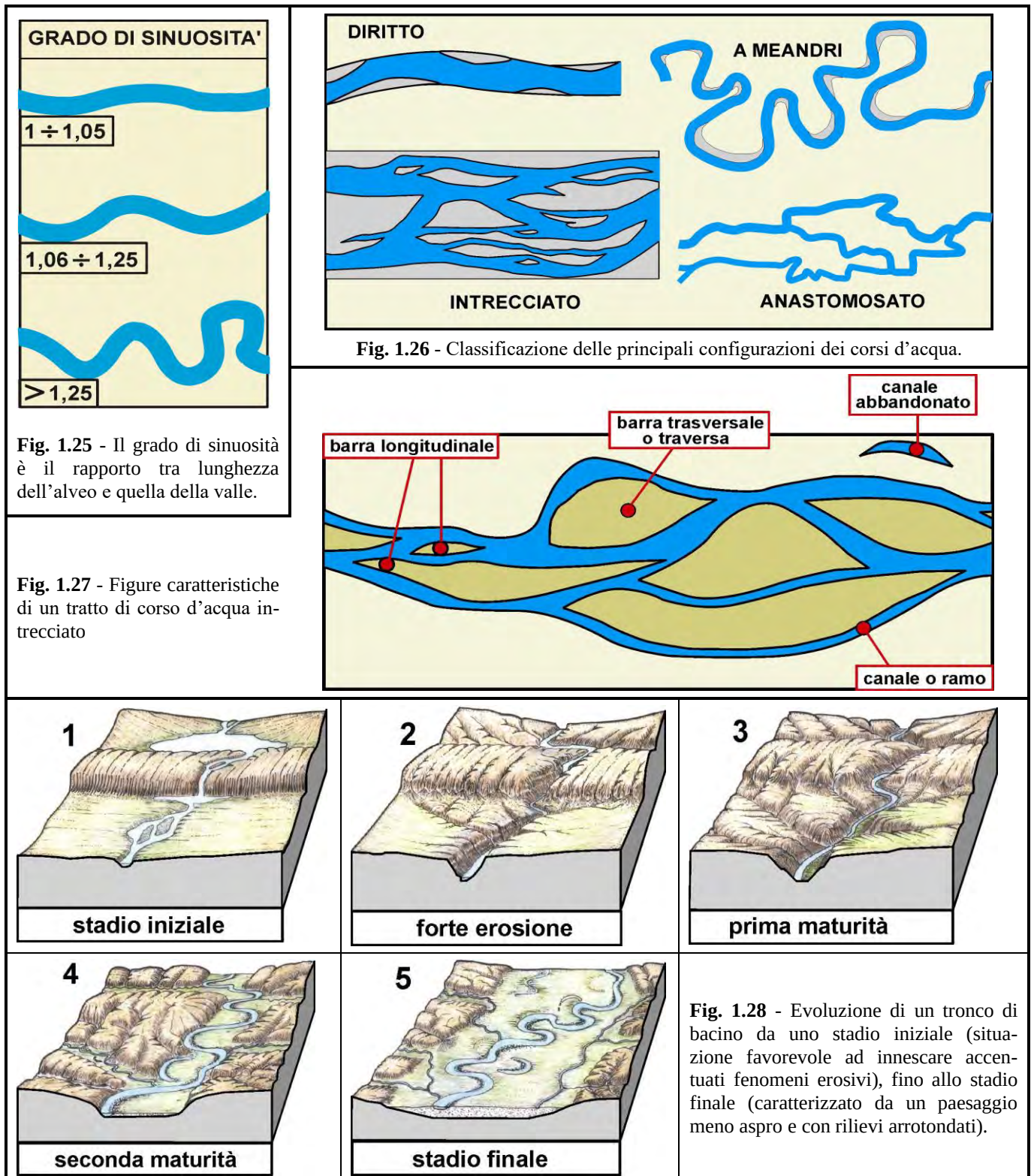


Fig. 1.24 - Foto area dei meandri del fiume Po. Le **frecce azzurre** indicano il verso del flusso d'acqua. Le **frecce rosse** indicano le sponde esterne (concave, dove prevale l'erosione). Le **frecce verdi** indicano le sponde interne (convesse, dove prevale la sedimentazione). L'azione dell'acqua 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 manifestazioni 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 (**frecce gialle**); si tratta di tracce dei margini esterni di antichi meandri morti, ormai definitivamente colmati.

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

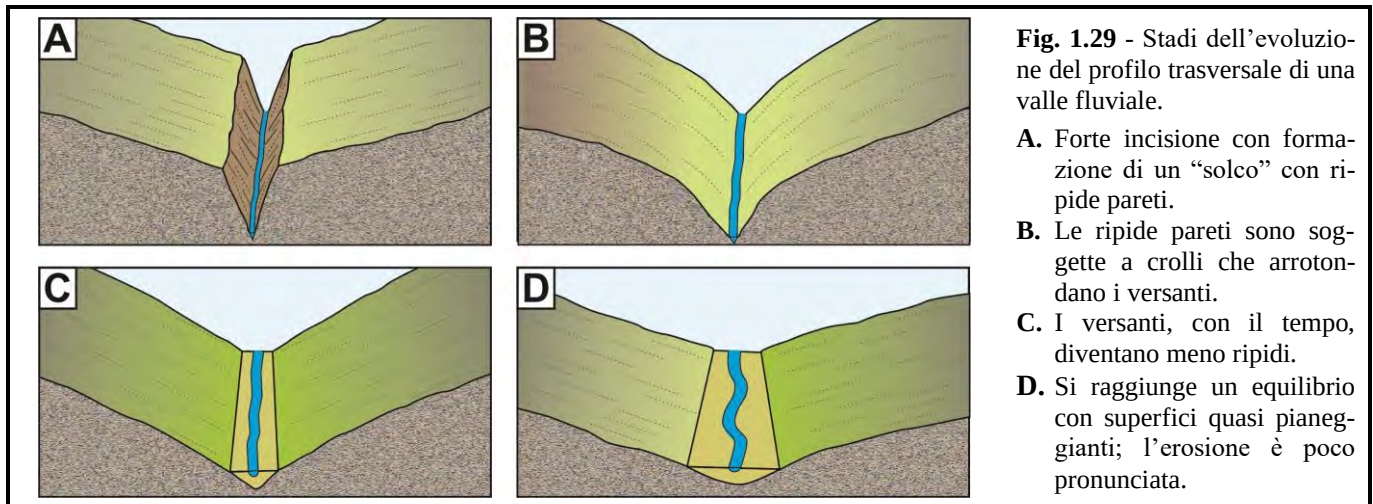
aversi anche quando, in occasione di una forte piena, l'acqua supera le sponde (esondazione) e scava un nuovo raccordo tra due anse vicine. Meandri ben visibili sono lungo il corso di pianura del fiume Po (**fig. 1.24**).

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.



1.6 - Evoluzione di un bacino imbrifero

Consideriamo un ipotetico bacino imbrifero su una 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**.

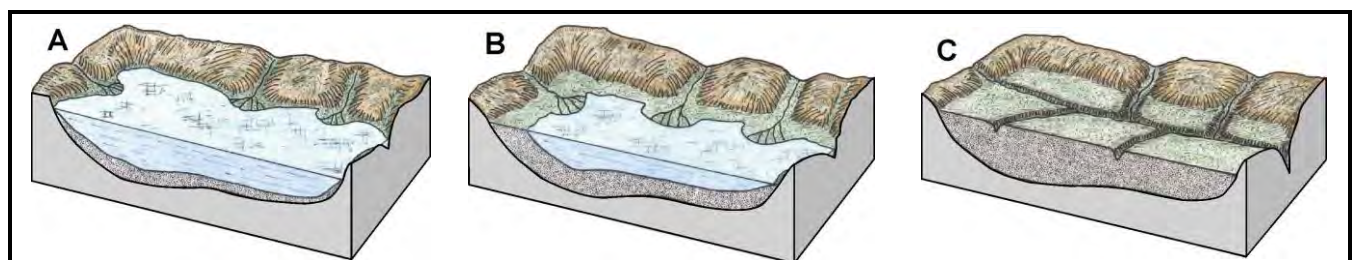
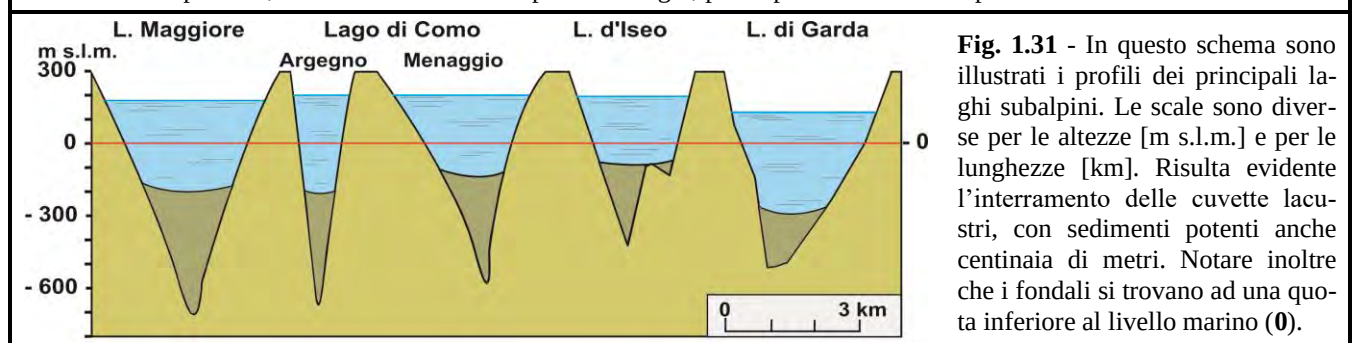


Fig. 1.30 - Con il tempo i rilievi vengono demoliti dall'erosione e i detriti colmano le depressioni (fig. 1.31). I laghi hanno una natura temporanea, destinati a trasformarsi prima in stagni, poi in paludi ed infine in pianure.



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 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.

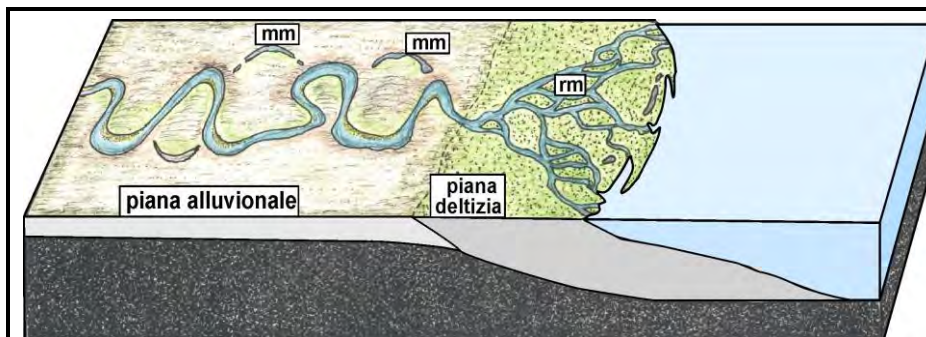


Fig. 1.33 - La **piana alluvionale** è una pianura costituita dalla sedimentazione di materiali detritici erosi dai rilievi del bacino imbrifero che alimenta il corso d'acqua. Il fiume ha andamento meandriforme molto variabile, come risulta dalla presenza di meandri morti “mm”. La **piana deltizia**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

giunto il livello della prima. Il fiume ha pendenza ridotta; si fa strada fra i suoi stessi sedimenti dividendosi in più rami “rm”.

1.7 - Erosione del mare

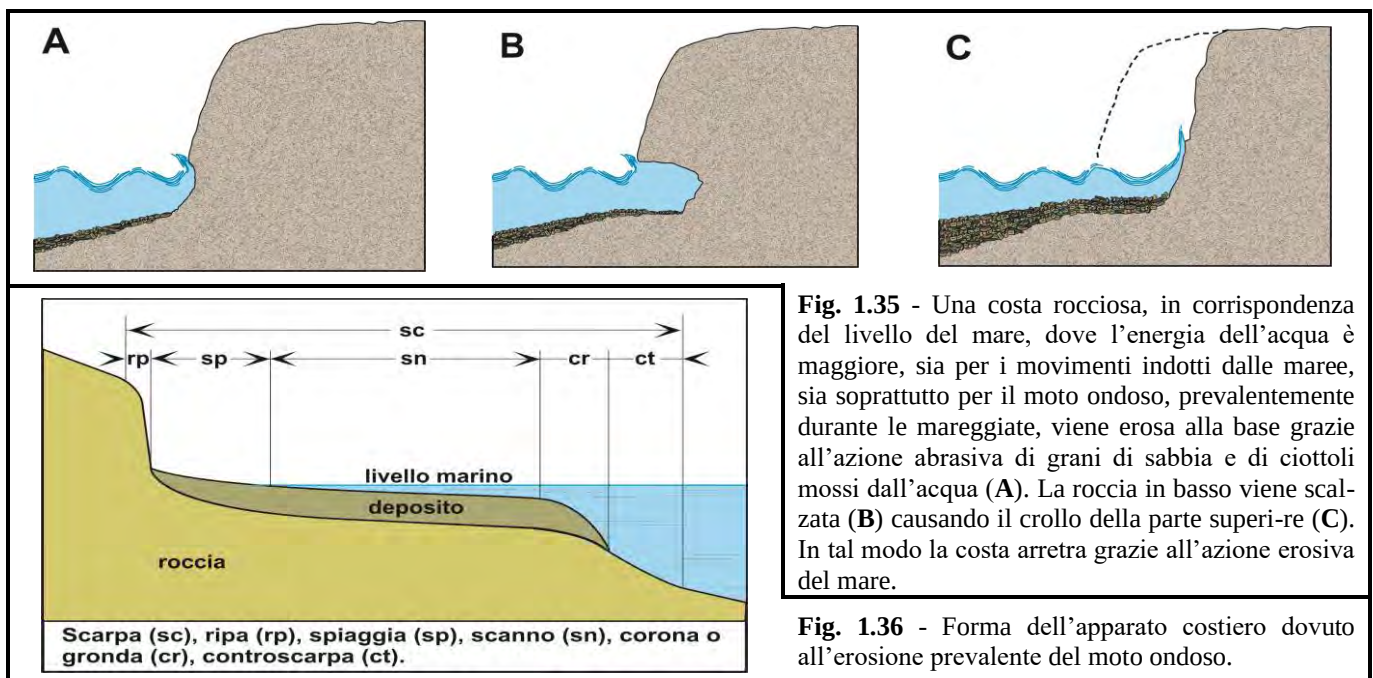
I continenti sono delimitati da fasce sommerse, più o meno estese, debolmente inclinate, con profondità inferiore a 150 m, dalle quali emergono varie isole; tali fasce costituiscono, nel loro insieme, la **piattaforma continentale** (**fig. 1.34**). Al largo, il fondale marino è più inclinato, a formare 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 pro-



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

fonde. 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**.

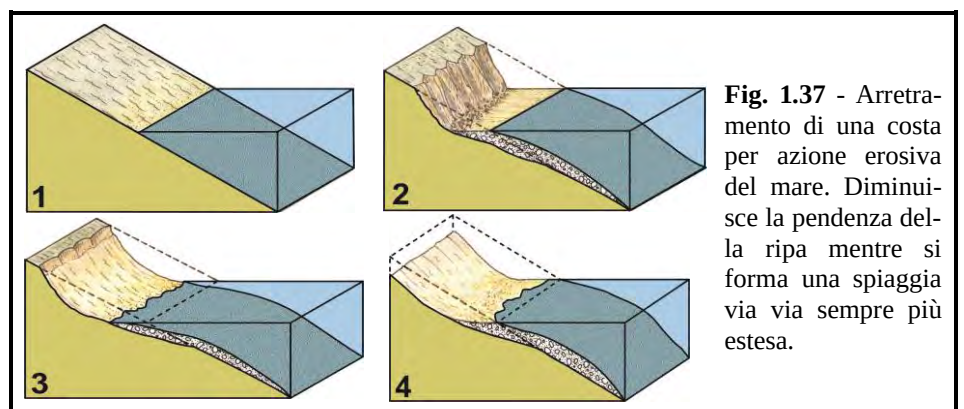
L'azione demolitrice dei mari si manifesta prevalentemente nei confronti delle coste (**fig. 1.35**), grazie all'energia messa in gioco dal moto ondoso (**scheda 1.6**), dalle maree e dalle sesse nei piccoli bacini (**scheda 1.7**); effetti minori sono dovuti alle correnti marine. Le onde comprimono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



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 riduce 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 prima 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 attenuano la pendenza mentre il detrito viene ulteriormente frantumato. Lacosta rocciosa può trasformarsi in una spiaggia (**fig. 1.37**). I meccanismi di erosione costiera non sono sempre così schematici. Numerosi fattori rendono più complessa l'azione del moto ondoso. Fra essi l'intensità e la direzione dei venti, il gioco delle maree e soprattutto la morfologia e la composizione delle rocce delle coste.



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**).

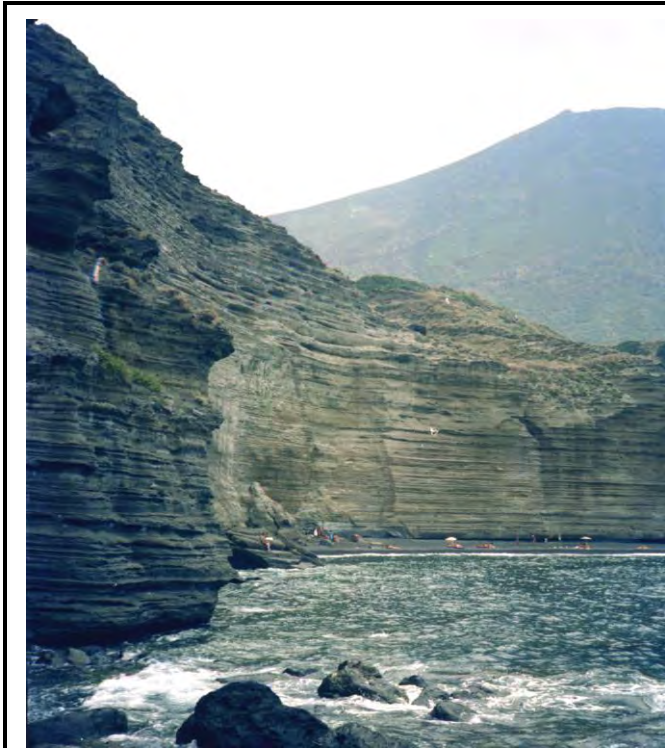


Fig. 1.38 - Le **falesie** sono alte e ripide coste rocciose sottoposte all'erosione dell'acqua marina.

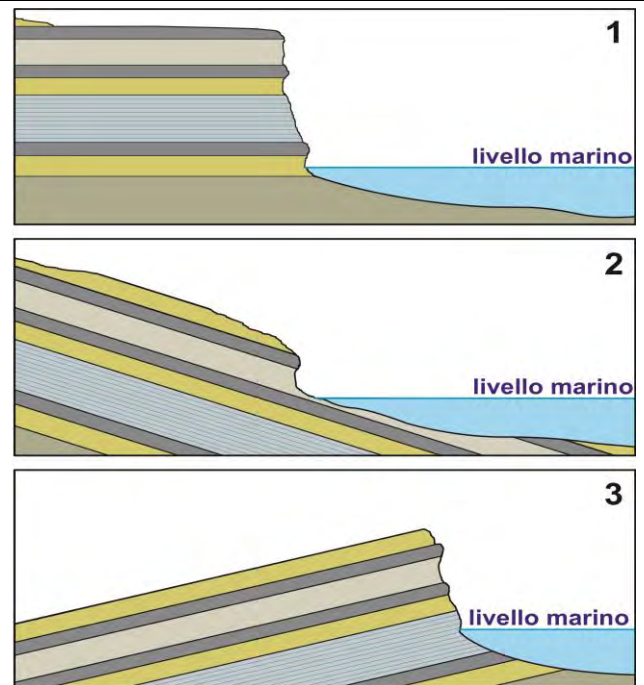


Fig. 1.39 - L'altezza delle falesie, con l'arretramento delle ripe a causa dell'erosione del mare, può rimanere più o meno costante (1), aumentare (2) o diminuire (3) anche a seconda dell'inclinazione degli strati rocciosi.

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**).

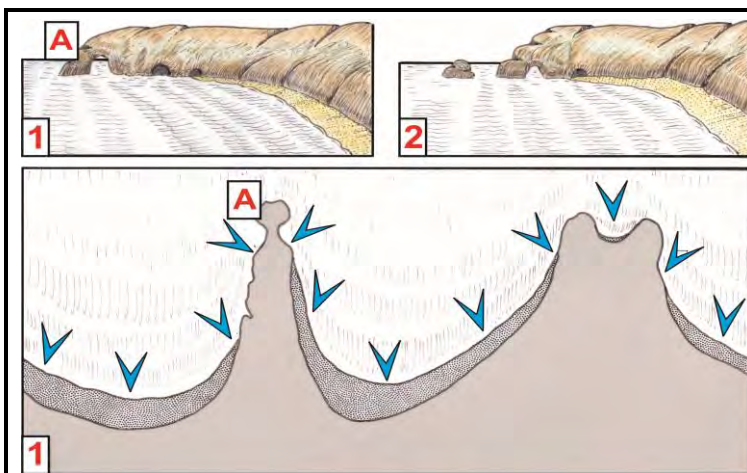


Fig. 1.40 - Formazione di **archi** e **scogli**, per erosione del mare, particolarmente efficace sui promontori (A). Le spiagge diventano sempre più estese presso le baie. Il paesaggio (1) è rappresentato anche in pianta. A destra è illustrato un esempio di arco in un tratto costiero della Normandi.a

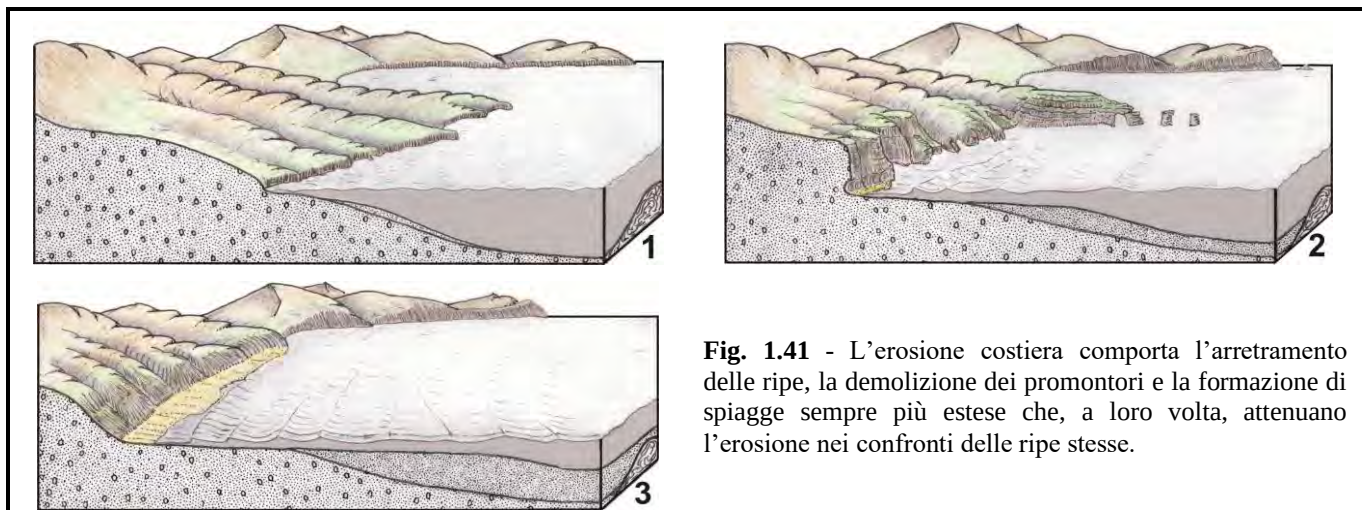


Fig. 1.41 - L'erosione costiera comporta l'arretramento delle ripe, la demolizione dei promontori e la formazione di spiagge sempre più estese che, a loro volta, attenuano l'erosione nei confronti delle ripe stesse.

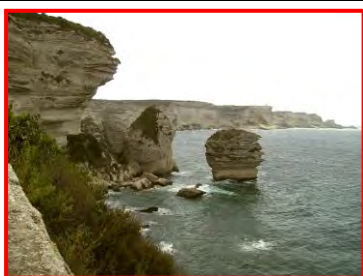


Fig. 1.42 - Pilastrì e scogli di fronte alle falesie si Bonifacio (Corsica).

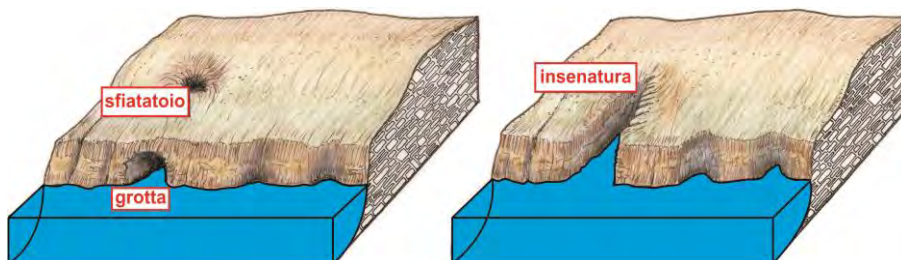


Fig. 1.43 - L'erosione del moto ondoso sulle pareti rocciose può portare alla formazione di grotte; in seguito, per il crollo delle volte, alla formazione di insenature.

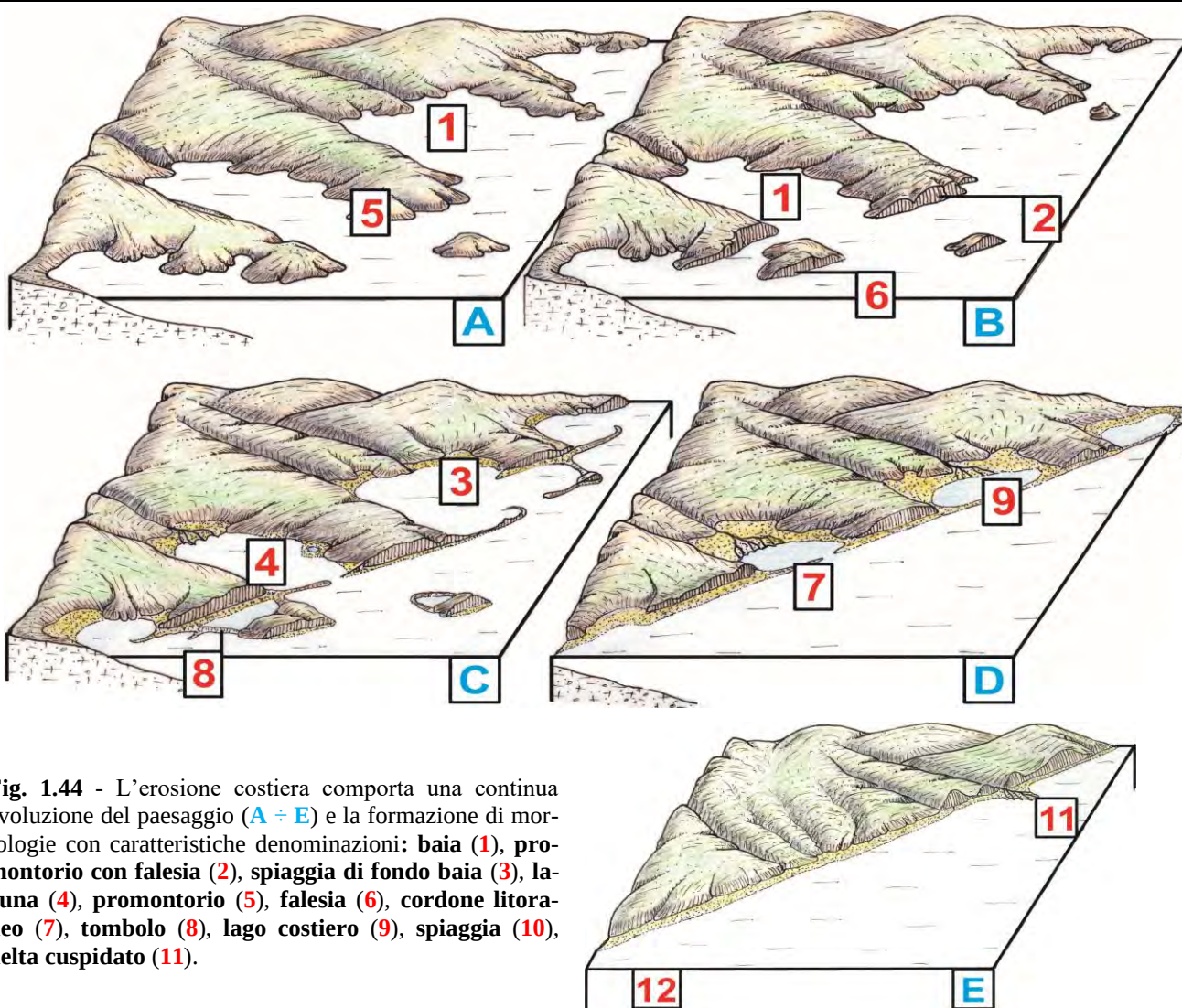


Fig. 1.44 - L'erosione costiera comporta una continua evoluzione del paesaggio (A ÷ E) e la formazione di morfologie con caratteristiche denominazioni: **baia** (1), **promontorio con falesia** (2), **spiaggia di fondo baia** (3), **laguna** (4), **promontorio** (5), **falesia** (6), **cordone litoraneo**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

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**

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. La morfologia costiera non dipende solo dall'azione erosiva del moto ondoso; abbiamo visto come importante risultato 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**).

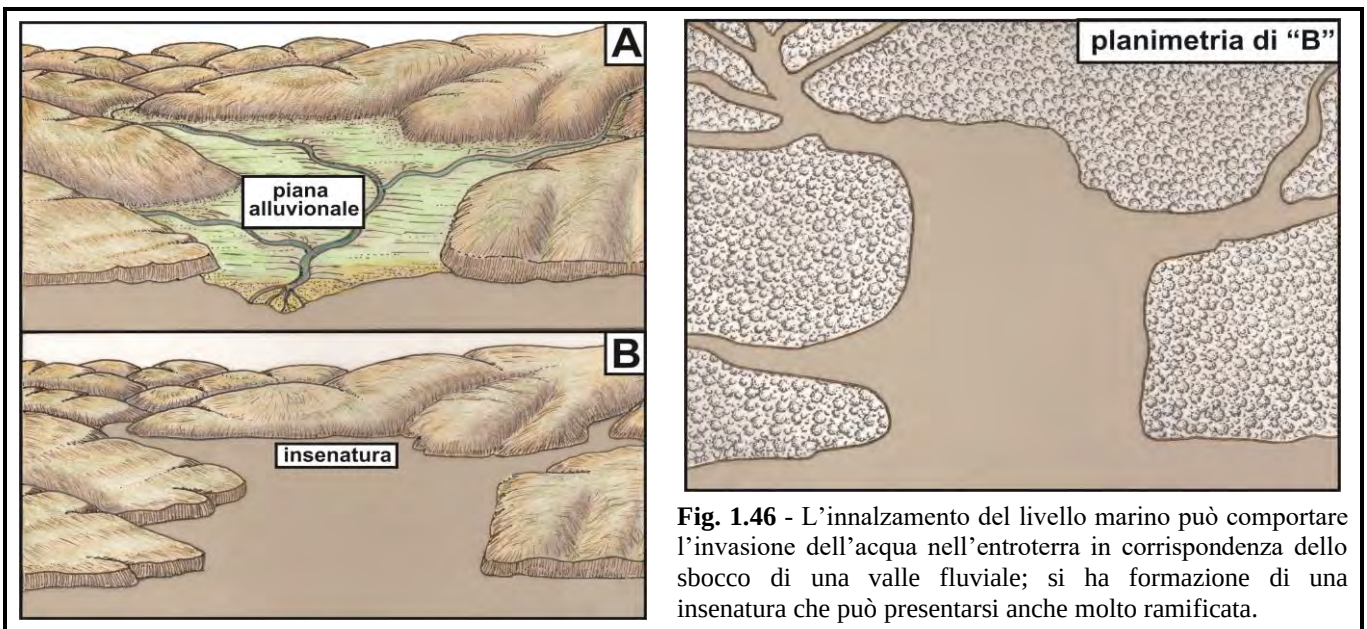


Fig. 1.46 - L'innalzamento del livello marino può comportare l'invasione dell'acqua nell'entroterra in corrispondenza dello sbocco di una valle fluviale; si ha formazione di una insenatura che può presentarsi anche molto ramificata.

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**).

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.

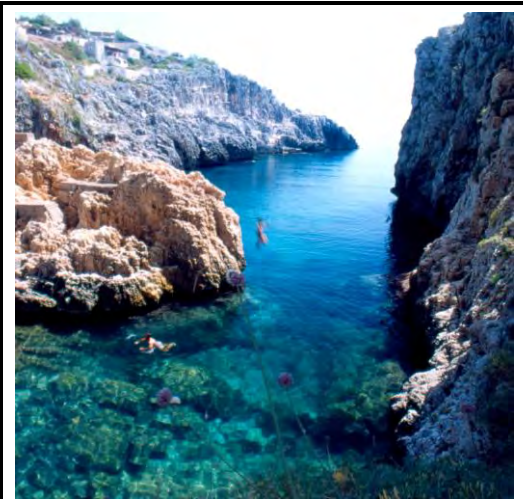


Fig. 1.47 - La **ria** è una profonda insenatura, dovuta alla penetrazione del mare lungo una valle fluviale per innalzamento del livello marino. Tali morfologie sono, in genere, strette ed allungate, con pareti ripide, molto caratteristiche dal punto di vista paesaggistico e spesso mete turistiche interessanti.

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.

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**).

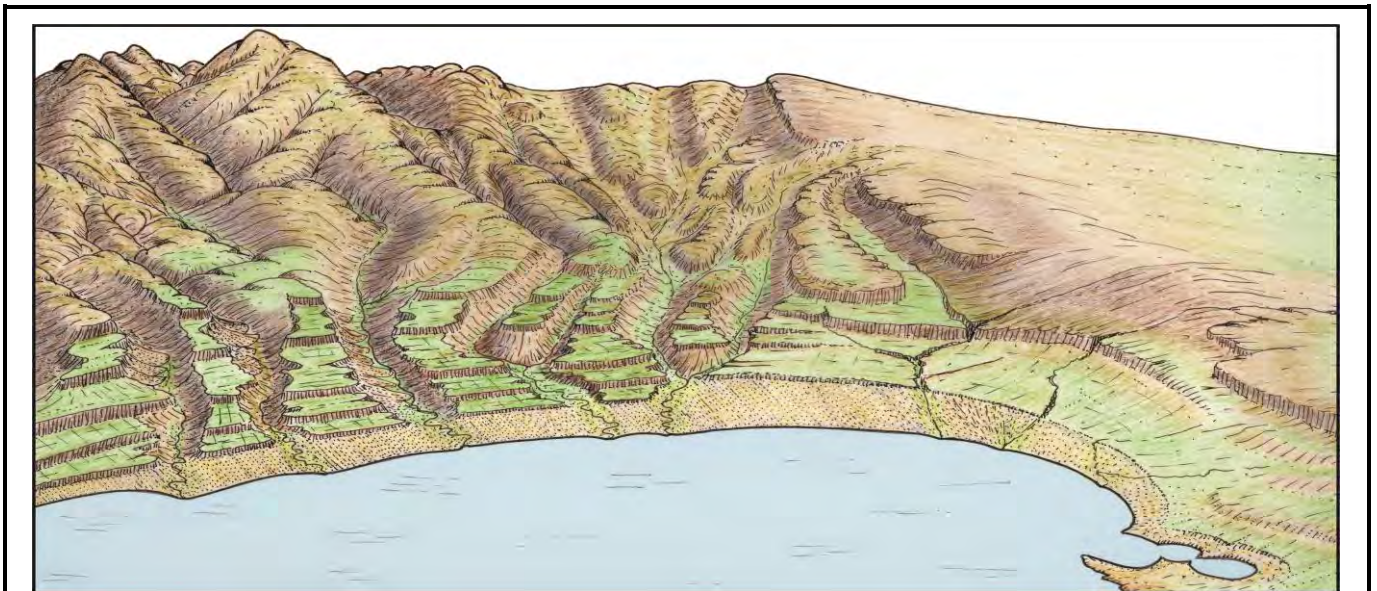


Fig. 1.48 - Golfo di Taranto. La terraferma (incisa dai corsi d'acqua) è separata dal mare da una ampia spiaggia, formata dall'accumulo di detriti originati dall'erosione costiera.

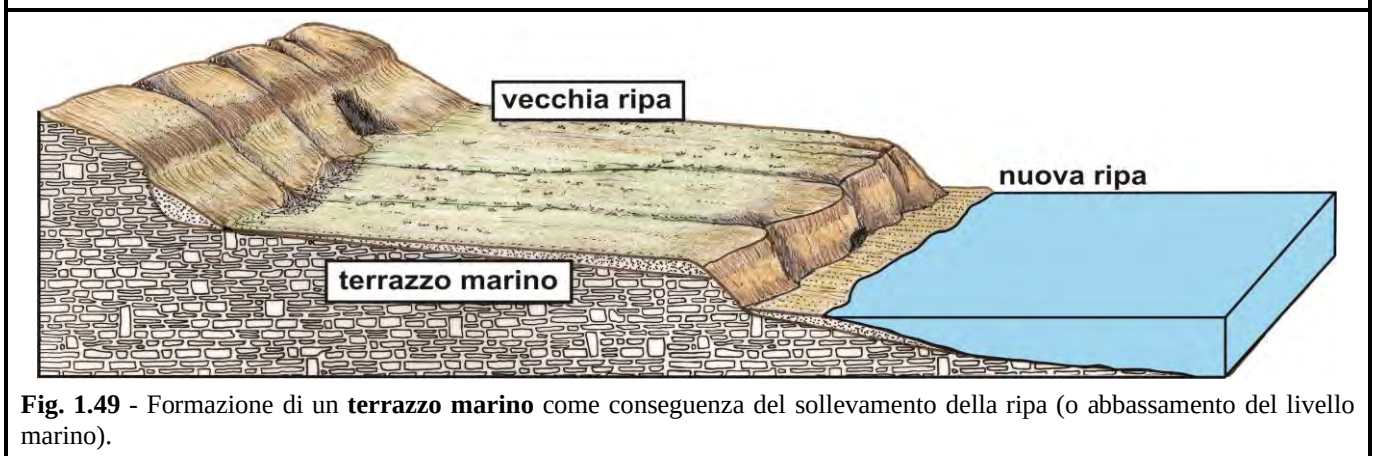


Fig. 1.49 - Formazione di un **terrazzo marino** come conseguenza del sollevamento della ripa (o abbassamento del livello marino).

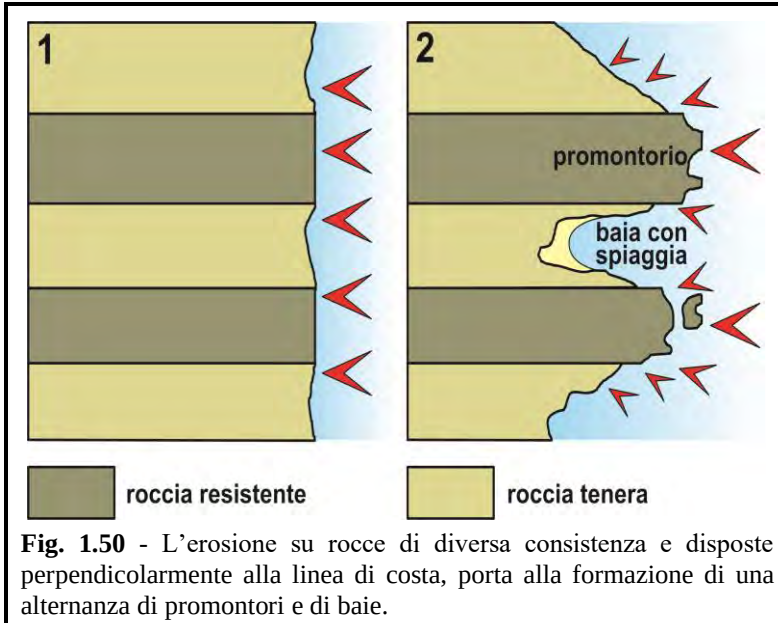


Fig. 1.50 - L'erosione su rocce di diversa consistenza e disposte perpendicolarmente alla linea di costa, porta alla formazione di una alternanza di promontori e di baie.

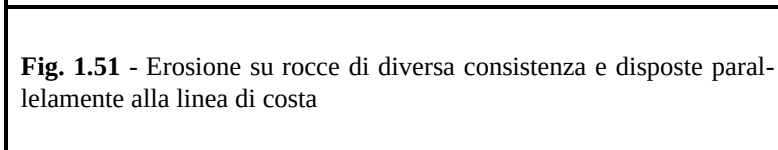


Fig. 1.51 - Erosione su rocce di diversa consistenza e disposte parallelamente alla linea di costa

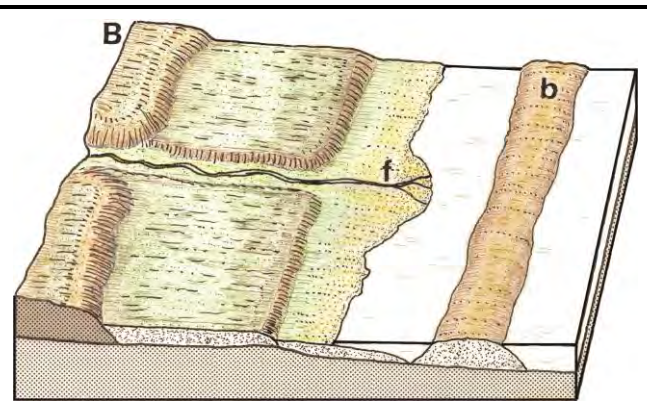
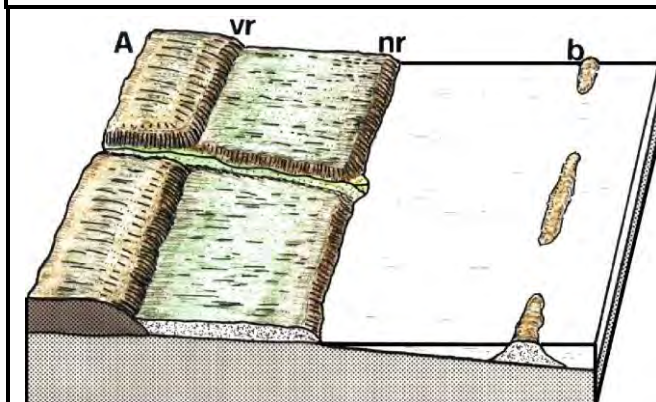
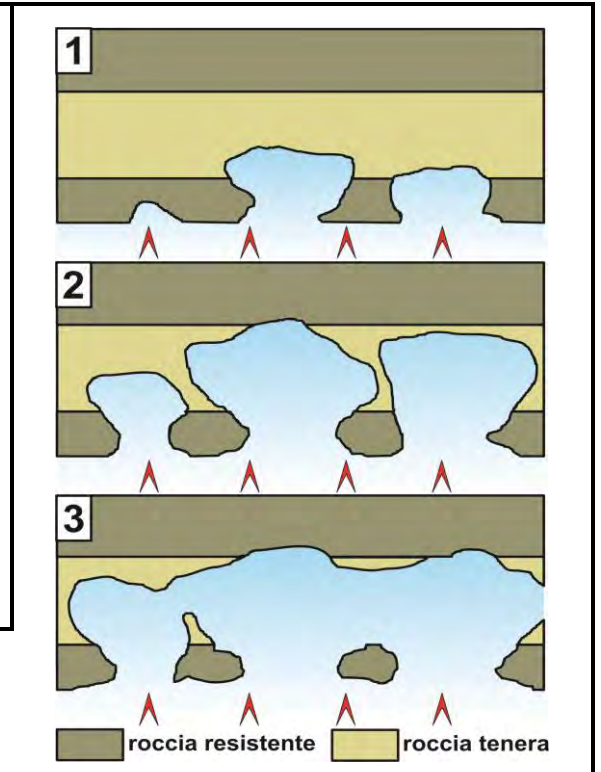
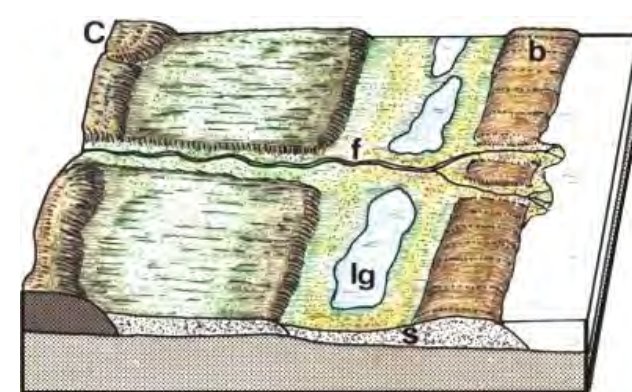


Fig. 1.52 - Una vecchia fascia costiera (vr) evolve con processi deposizionali in tempi di decine di migliaia di anni. Dall'ambiente continentale il carico solido dei fiumi (f) sedimenta sui fondali marini ma, per i movimenti del moto ondoso e delle maree, in modo non uniforme; talvolta lievi ondulazioni 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.

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**.

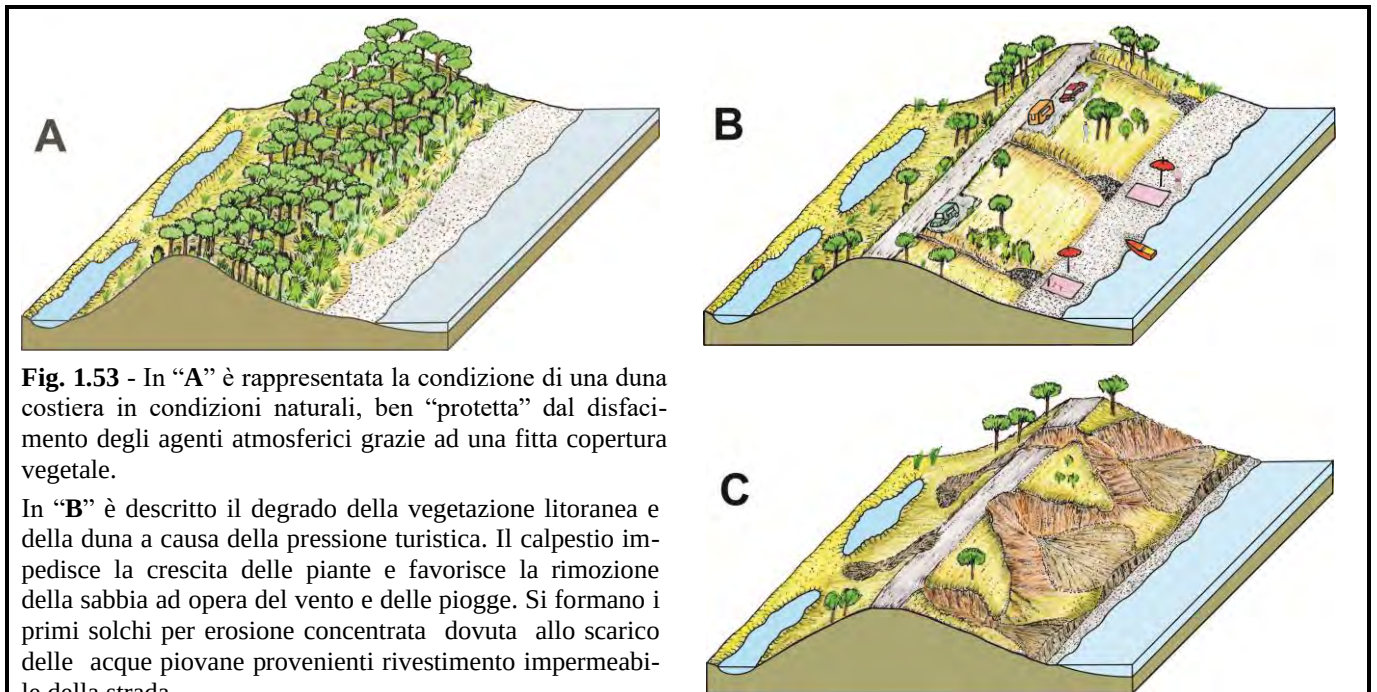


Fig. 1.53 - In “A” è rappresentata la condizione di una duna costiera in condizioni naturali, ben “protetta” dal disfacimento degli agenti atmosferici grazie ad una fitta copertura vegetale.

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.

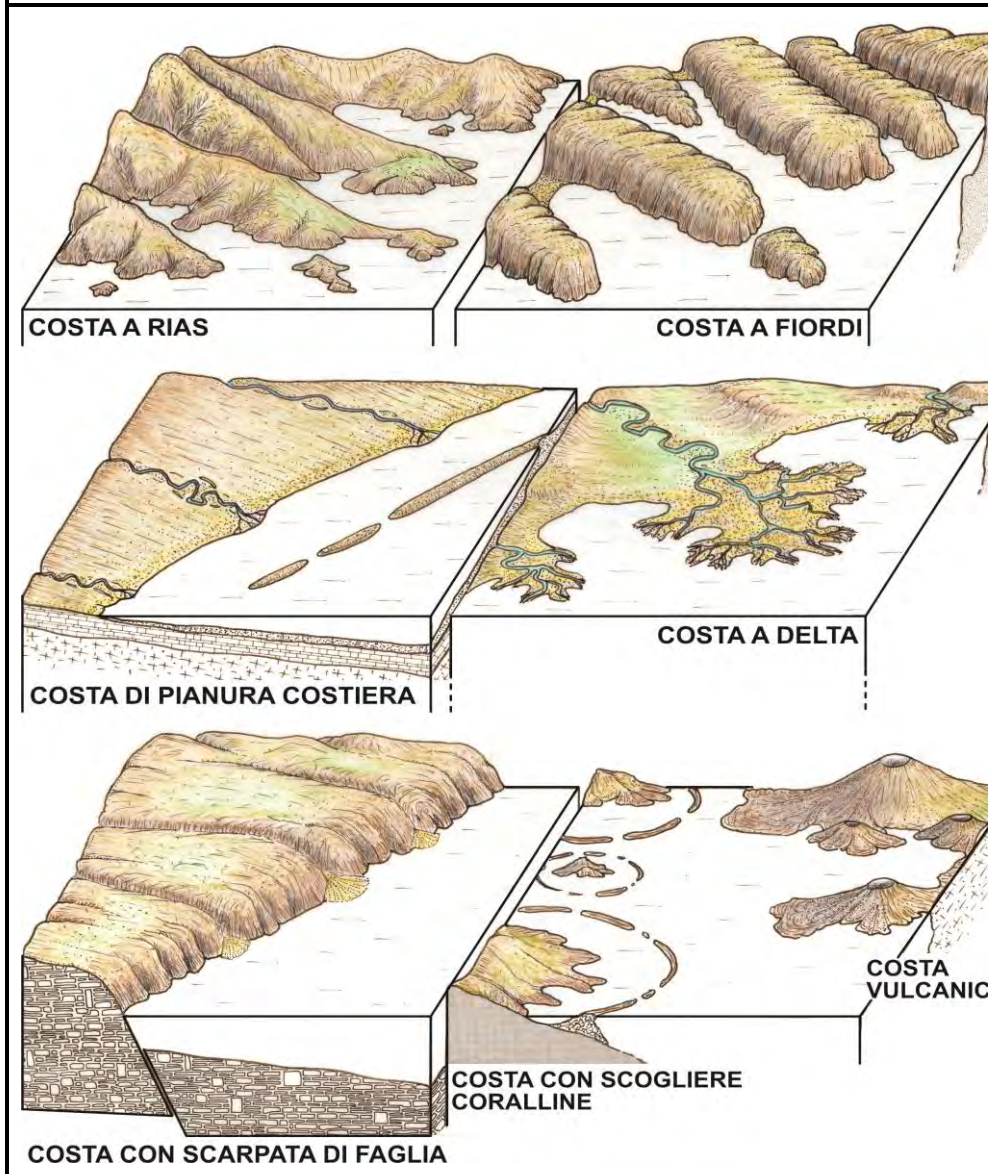


Fig. 1.54 - Principali tipi di coste. Le coste a rias e a fiordi sono dovute all’avanzamento del mare in antiche valli fluviali e glaciali. Tipici esempi di costa di pianura ed a delta sono quella adriatica e la foce del Po.

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 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 non sempre 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.

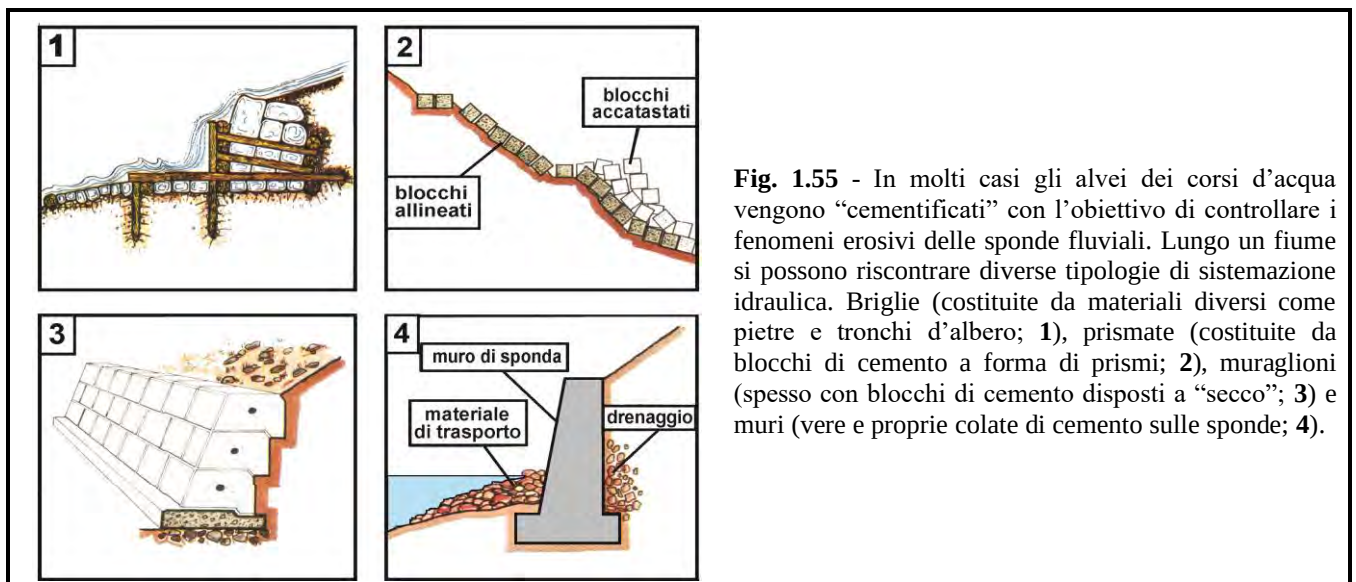


Fig. 1.55 - In molti casi gli alvei dei corsi d'acqua vengono "cementificati" con l'obiettivo di controllare i fenomeni erosivi delle sponde fluviali. Lungo un fiume si possono riscontrare diverse tipologie di sistemazione idraulica. Briglie (costituite da materiali diversi come pietre e tronchi d'albero; 1), prismi (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

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**), veri e propri sbarramenti che “tagliano” trasversalmente il corso d’acqua. Si realizzano con materiali diversi: cemento, massi, blocchi più o meno squadriati,.... 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 ripidi versanti). In tale situazione, in occasione di eventi di piena di media ed alta eccezionalità, si scatenano elevate energie capaci di generare, a causa della forte pendenza, una intensa erosione ed 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 su cui scorre. 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.



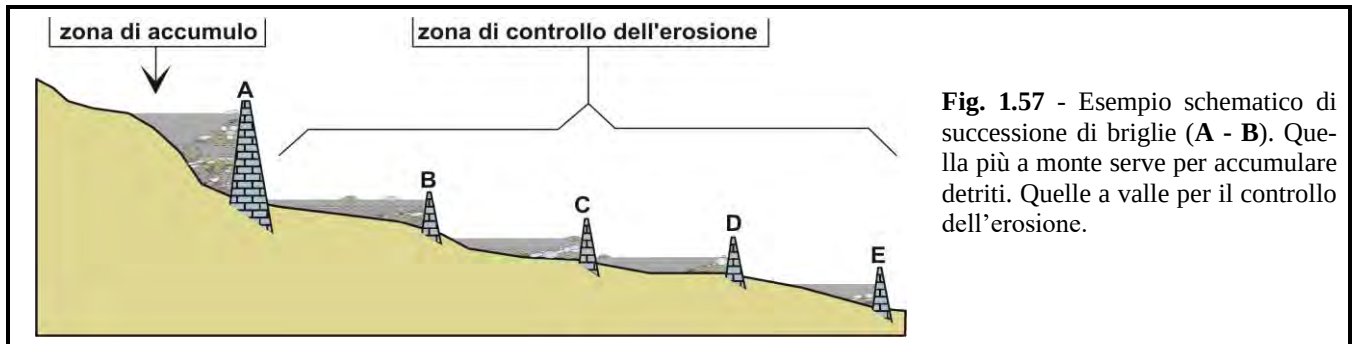
Fig. 1.56 - In alto a sinistra una “gabbionata” (insieme di “gabbie” di ferro riempite di ghiaia grossolana) sistemata a difesa di una sponda sottoposta ad erosione. In alto a destra una briglia in cemento. In basso a sinistra una massicciata (insieme di massi giustapposti e talora con interstizi cementati). 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 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, 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).

Una successione di briglie può costituire una buona soluzione per la stabilità dei versanti che si affacciano su un ripido torrente montano. Si tratta di un intervento utile a ridurre i rischi connessi a crolli laterali che potrebbero coinvolgere le opere dell’uomo. Le briglie servono 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 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

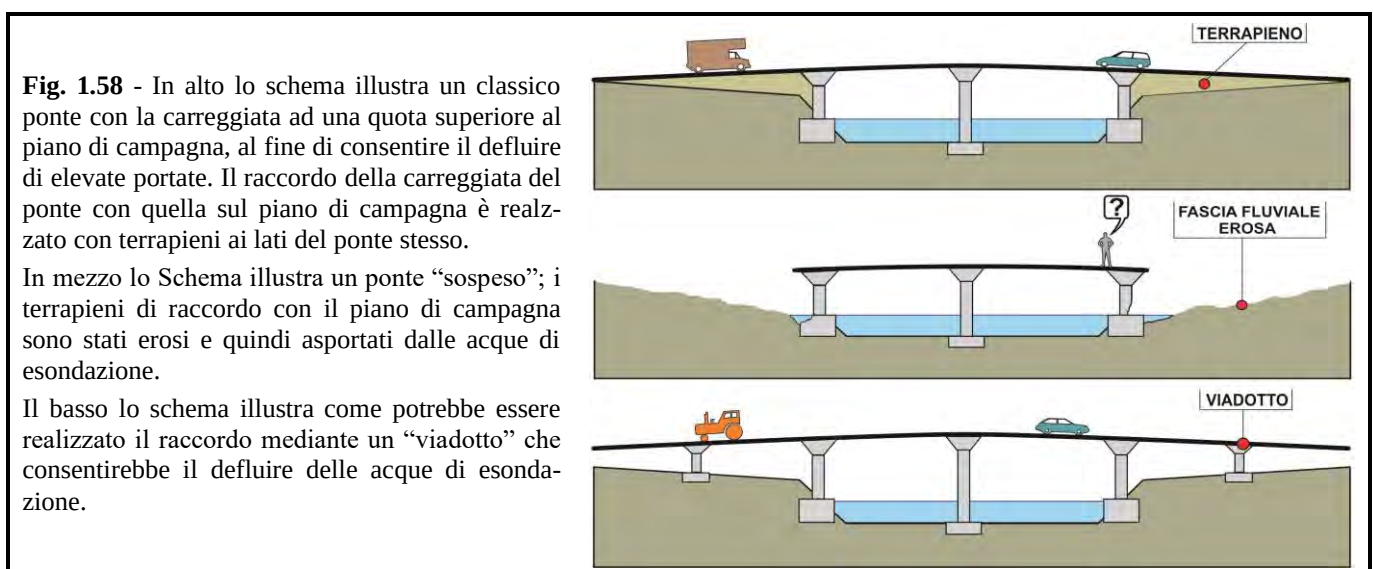
più convogliati verso valle e non contribuirebbero più al trasporto solido (vero responsabile dell'erosione). Ma anche negli intervalli fra le briglie "normali" (per esempio **B - C** o **D - E** in **fig. 1.57**) vi possono essere situazioni simili; tutto sommato molto è condizionato dalle dimensioni 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 piglie 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: 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 rinvenivano nell'ambiente circostante.

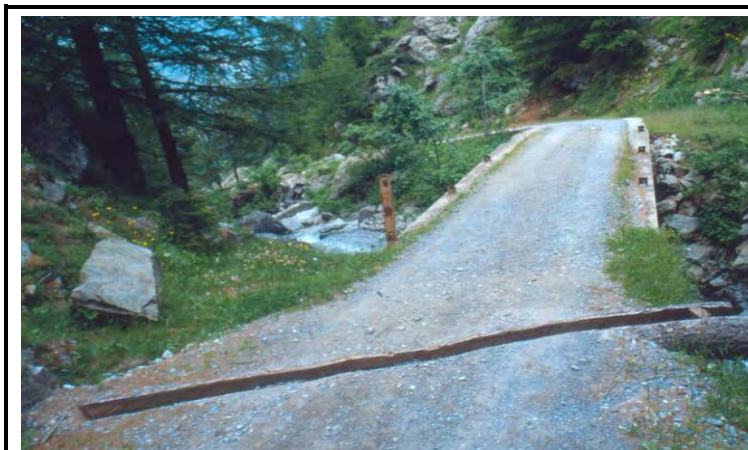


Fig. 1.59 - Una strada sterrata, in occasione di rovesci temporaleschi, può essere soggetta ad un vistoso ruscellamento di acque torbide che potrebbero danneggiarla per erosione. Una tecnica semplice consiste nell'interrare un tronco cavo, in grado di funzionare come una sorta di gronda che allontana 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



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

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).

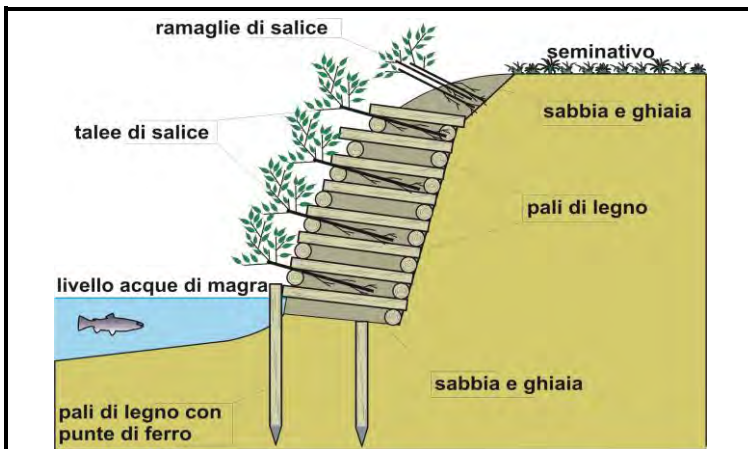


Fig. 1.61 - Esempio di intervento di difesa sponale con le tecniche dell'ingegneria naturalistica.

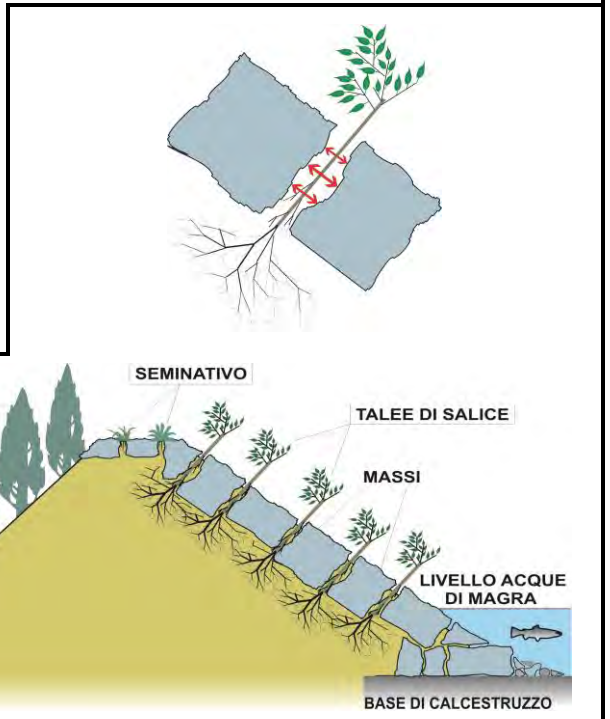


Fig. 1.62 - Esempio di combinazione delle tecniche di ingegneria naturalistica con quelle tradizionali per la realizzazione di argini ricchi di vegetazione tipica delle rive fluviali. Le radici dei salici fra i massi esercitano una pressione che conferisce una maggiore solidità all'intera struttura.

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).

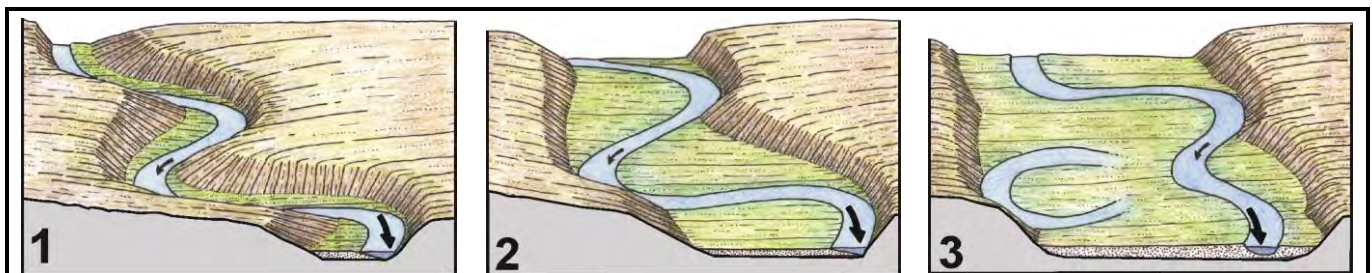


Fig. 1.64 - Immagine di un corso d'acqua ad andamento meandriforme che scorre in una fascia fluviale che, con il tempo, ha allargato con l'erosione sponale.

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.

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.

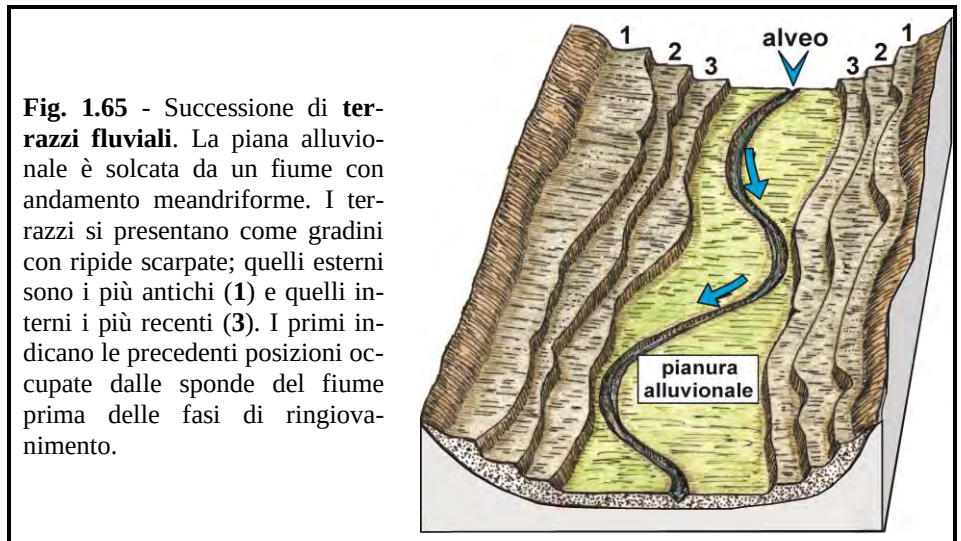


Fig. 1.65 - Successione di **terrazzi fluviali**. La piana alluvionale è solcata da un fiume con andamento meandriforme. I terrazzi si presentano come gradini con ripide scarpate; quelli esterni sono i più antichi (1) e quelli interni i più recenti (3). I primi indicano le precedenti posizioni occupate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

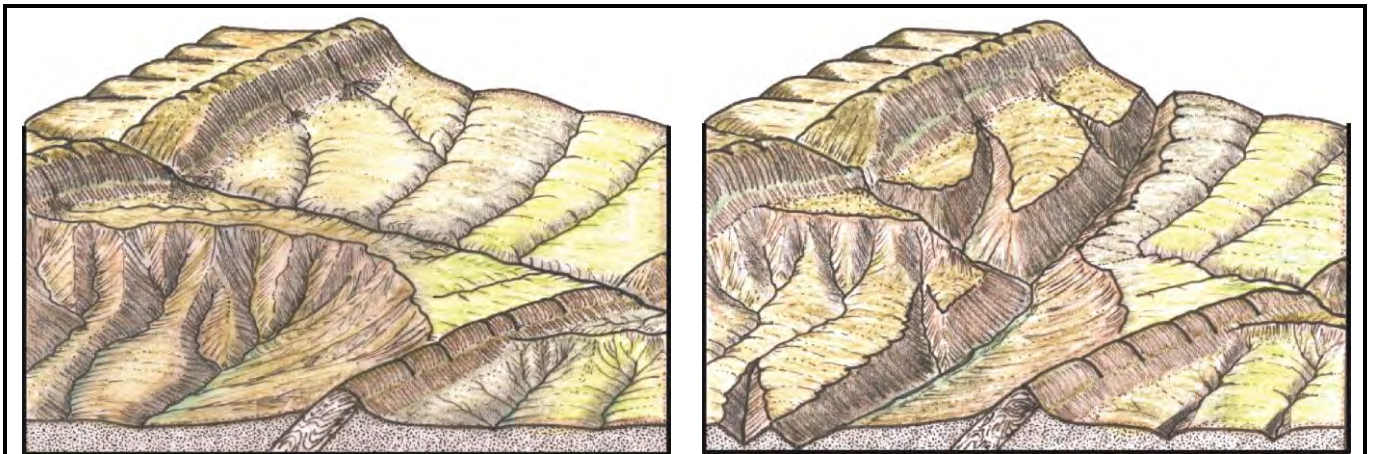


Fig. 1.66 - Dopo la **cattura fluviale** (a destra) diventa molto più accentuata l'erosione soprattutto lungo il corso d'acqua che viene alimentato da una maggiore superficie di bacino e quindi da maggiori portate.

SCHEDA 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 perio-

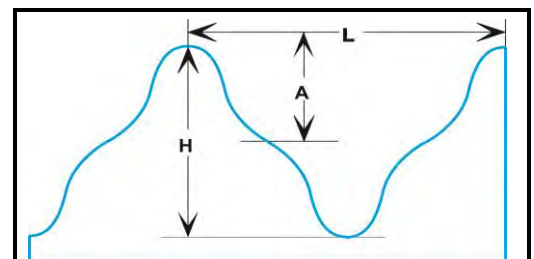
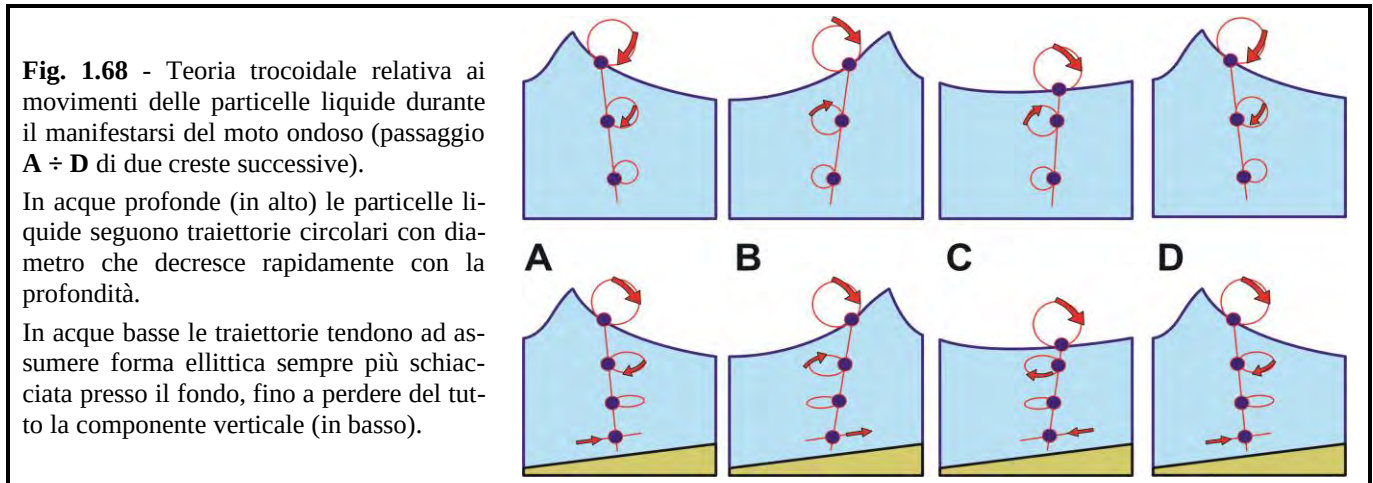


Fig. 1.67 - Elementi geometrici dell'onda: **lunghezza (L)**, **ampiezza (A)**, **altezza (H)**.

do; 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.

SCHEMA 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*.

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 sessa 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 sessa longitudinale uninodale con periodo di 43 minuti, una sessa

binodale con periodo di 23 minuti ed una trinodale con periodo di 16 minuti. Nel lago Eire, nel 1982, è stata osservata una sessa con ampiezza di quasi 5 metri. Nell'Aral sono state osservate sesse con periodo di circa 22 ore.

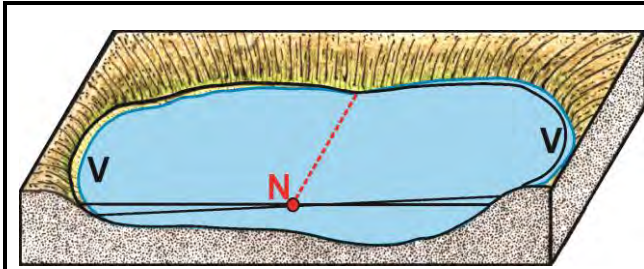


Fig. 1.69 - Oscillazione delle acque in un lago (sessa uninodeale). Il punto che si trova sull'asse di oscillazione (linea tratteggiata) viene detto *nodo* (**N**), mentre gli estremi del lago, dove massima è l'oscillazione, vengono detti *ventri* (**V**).

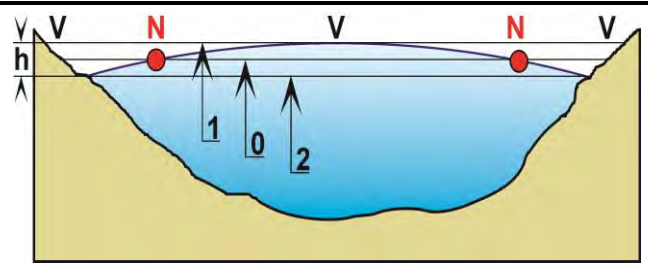


Fig. 1.70 - Esempio di sessa binodale con due *nodi* (**N**) e tre *ventri* (**V**). La figura rappresenta il movimento di massima altezza del ventre centrale (**1**) sul livello di equilibrio (**0**) e di livello minimo (**2**) dei ventri periferici. L'oscillazione completa si raggiunge con le posizioni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

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.

2 - PAESAGGI DISEGNATI DAL GHIACCIO

2.1 - Il limite climatico delle nevi persistenti

All'aumentare dell'altitudine, per la rarefazione dell'aria, diminuisce la temperatura dell'aria, cioè si ha un **gradiente termico verticale negativo** che, per la regione alpina, vale $-0,51\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$. Applicando tale gradiente dalla temperatura di quai $14\text{ }^{\circ}\text{C}$ (valore medio annuo rappresentativo della Pianura Padana nel terzo millennio¹) e da una altitudine di 100 m s.l.m. (valore medio della pianura occidentale), si può calcolare a quale quota (**H**) si ha, mediamente, il **limite climatico delle zero termico medio annuo**, cioè una temperatura media annua pari a $0\text{ }^{\circ}\text{C}$:

$$(H - 100) = 14 \cdot \frac{100}{0,51}$$

Si ottiene $H = 2.850\text{ m s.l.m.}$ Il gradiente termico è mediamente maggiore nei mesi estivi ($0,6 \div 0,7\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$) e minore nella stagione invernale ($0,3 \div 0,4\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$). La temperatura media annua, quindi, nelle montagne Nord occidentali italiane, è inferiore a $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ sopra i 2.850 m s.l.m. Questo valore limite cambia a seconda dell'esposizione dei versanti, ma si può considerare sufficientemente significativo della situazione media. A quella quota le temperature medie mensili sono inferiori a $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ almeno per la metà dell'anno che sarà perciò caratterizzata da precipitazioni nevose e da accumulo di neve al suolo. Nell'altra metà dell'anno, per effetto dell'aumento delle temperatura dell'aria, si avrà prevalentemente fusione e/o sublimazione e quindi riduzione del manto nevoso. Con l'aumentare dell'altitudine prevalgono i mesi con temperatura media inferiore a $0\text{ }^{\circ}\text{C}$. Si giunge quindi ad una linea, al di sopra della quale la neve caduta nel periodo più freddo non viene interamente ridotta dall'**ablazione** (l'effetto congiunto della fusione e della sublimazione) nel periodo più caldo; la neve di una annata si sovrappone ai residui di quella dell'anno precedente. Questa linea viene indicata come **limite climatico delle nevi persistenti** che, nelle Alpi, è pari a $2.900 \div 3.100\text{ m s.l.m.}$, di poco superiore alla quota dello zero termico prima stimata.

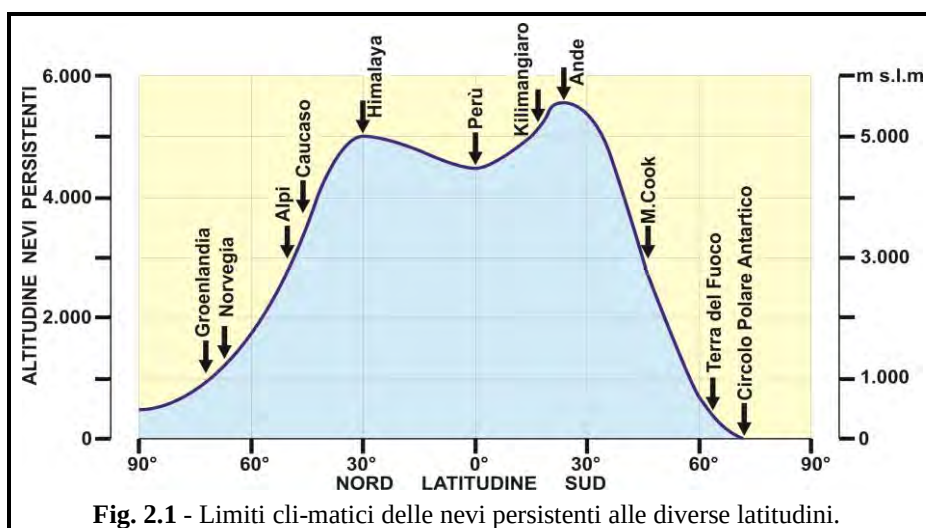


Fig. 2.1 - Limiti climatici delle nevi persistenti alle diverse latitudini.

Ad influire sull'altezza delle nevi persistenti non sono solo le temperature, ma anche l'abbondanza delle precipitazioni. Se le nevicate sono più copiose il volume di neve da fondere nell'estate è maggiore; quindi, a parità di temperatura, il limite delle nevi si abbassa e viceversa. Nel versante francese delle Alpi occidentali, per esempio, il limite si trova intorno a $2.700 \div 2.800\text{ m s.l.m.}$, mentre su quello italiano la quota media dell'innervamento continuo è più alta di 200 m . In certe zone interne, riparate dalle correnti umide, del settore alpino centrale (Alpi

Venoste), il limite sale a 3.200 m s.l.m. , mentre nelle Alpi Giulie, bagnate da abbondanti precipitazioni, scende fino a 2.500 m s.l.m. Il limite delle nevi persistenti può notevolmente variare da zona a zona come illustrato in **fig. 2.1** e può variare anche a seconda dall'esposizione dei versanti così come la distribuzione delle fasce altimetriche della vegetazione (più basso, anche di 200 m , in quelli esposti a Nord).

Legati alla presenza di nevi persistenti sono i **nevai** e i **ghiacciai**. I primi sono piccoli accumuli di neve e di ghiaccio raccolti in una conca, che si conservano tutto l'anno e che, privi di movimento, rimangono, con ogni loro parte, sopra al limite delle nevi persistenti. I ghiacciai sono masse gelate in movimento, che si trovano sopra il limite delle nevi persistenti, ma che, con il loro fronte, possono spingersi anche molto al di sotto, fino ad una quota variabile con il ciclo stagionale del clima, con l'esposizione e con l'entità dell'alimentazione nevosa. Nel Massiccio del M.te Bianco, per esempio, il ghiacciaio di Bosson (versante francese) scende fino a 1.300 m di altitudine, mentre il limite delle nevi è ubicato a una quota di $2.800/2.900\text{ m}$.

¹ Nella seconda metà del Novecento la temperatura media annua all'altitudine di 100 m s.l.m. era di poco inferiore a $13\text{ }^{\circ}\text{C}$, ovvero almeno un grado Celsius inferiore alla media del terzo millennio. Si tratta di un segno evidente del cambiamento climatico in corso.

Consideriamo ora alcuni fenomeni che, pur non essendo oggi rappresentati sul nostro territorio, hanno avuto, in un passato geologicamente recente, un ruolo determinante nel conformare il paesaggio. Se con il capitolo precedente abbiamo studiato gli effetti dell'acqua liquida, ora studiamo quelli dell'acqua solida, il ghiaccio (**fig. 2.2**), protagonista importante in diverse epoche della storia della Terra. Attualmente le regioni del nostro pianeta occupate dai ghiacci sono assai limitate rispetto a 15.000 anni fa (durante le fasi finali dell'ultima glaciazione quaternaria). Un tempo le Alpi italiane erano praticamente sommerse dal ghiaccio; ora sono rimasti residui ghiacciai sui massicci più elevati (per esempio, quello del M.te Bianco; **fig. 2.3**) il cui studio tuttavia è utile per comprendere meglio i meccanismi dell'azione dei ghiacci sul territorio.



Fig. 2.2 - Il ghiaccio, stato solido dell'acqua (le molecole sono disposte in ordinati reticoli cristallini) è un importante agente di modellamento del paesaggio.



Fig. 2.3 - Il massiccio del M.te Bianco (Valle d'Aosta), con il suo culmine ad oltre 4.800 m s.l.m., è teatro dei più importanti fenomeni glaciali delle Alpi italiane. Nell'immagine svetta il M.te Bianco, sulle pendici del quale sono impostati due ghiacciai, Brouillard a sinistra e Freiney a destra.

2.2 - I ghiacciai attuali

I ghiacciai attuali sono di dimensioni molto variabili. Alcuni sono solo lembi di nevi persistenti (**nevai**); all'opposto esistono immense distese a dimensione continentale (**islandsis**). Tutte queste forme derivano da uno stesso fenomeno: l'accumulo della neve di un anno su quella degli anni precedenti. In generale si distinguono diversi tipi.

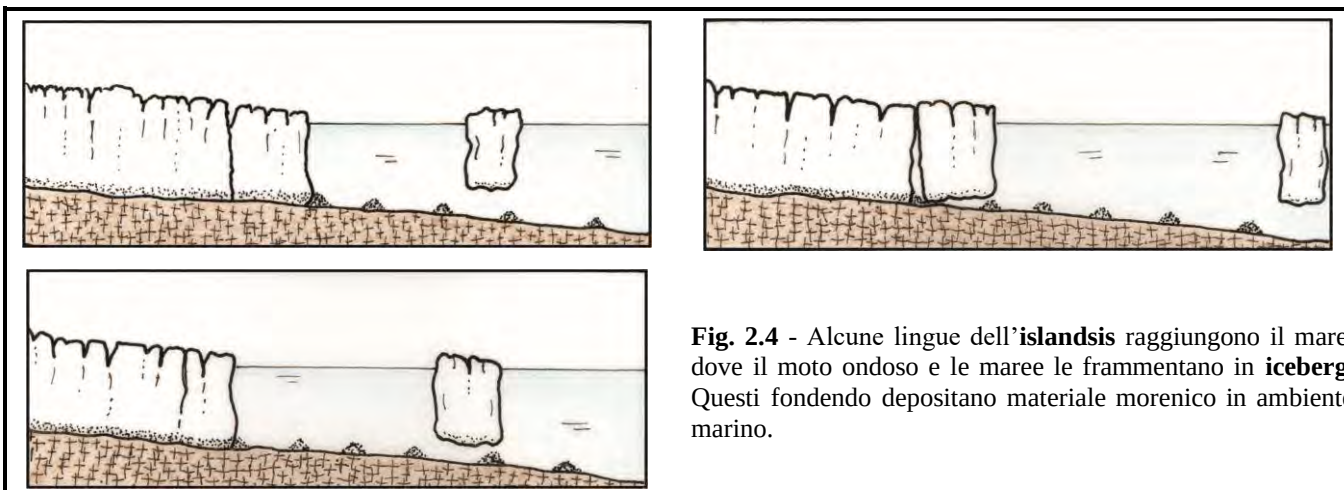


Fig. 2.4 - Alcune lingue dell'**islandsis** raggiungono il mare, dove il moto ondoso e le maree le frammentano in **iceberg**. Questi fondendo depositano materiale morenico in ambiente marino.

ISLANDSIS. Immense distese di ghiaccio ($1,3 \cdot 10^7$ km² per l'Antartide e $1,65 \cdot 10^6$ km² per l'**islandsis** groenlandese). Il loro spessore medio è di 2 km. Sono dovuti non tanto alla abbondanza delle precipitazioni, quanto alla limitata fusione nei climi freddi, tipicamente poco umidi. Il movimento di questi ghiacci è molto lento, fatta eccezione per alcune lingue periferiche. Sul ghiaccio delle calotte glaciali, l'acqua di fusione forma, ogni estate,

delle correnti che incidono la superficie formando solchi incassati di qualche metro e destinati ad evolversi in “pozzi” o “mulini” (termini del linguaggio alpino). Alcune lingue dell’islandsis raggiungono il mare, dove il moto ondoso le frammentano in **iceberg** (fig. 2.4). **CALOTTE LOCALI.** Dimensioni decisamente minori rispetto agli islandsis; ricoprono massicci montuosi e possono emettere lingue divergenti alla loro periferia. È il caso attuale del Monte Rainer (W USA), copia di come doveva essere, nei periodi glaciali, il paesaggio alpino.

GHIACCIAI DI CIRCO. Nelle montagne, con vette poco sopra la linea delle nevi persistenti, i ghiacciai si ubicano sovente nei circhi. Il ghiacciaio (fig. 2.5), di ridotte dimensioni, è dominato da ripide pareti rocciose da cui scendono le valanghe di neve che lo alimentano. Fra la parte rocciosa ed il ghiaccio che ne è staccato, lo spazio beante è detto *crepaccio periferico*. Una morena (deposito dei materiali trasportati) si trova all’estremità di valle.

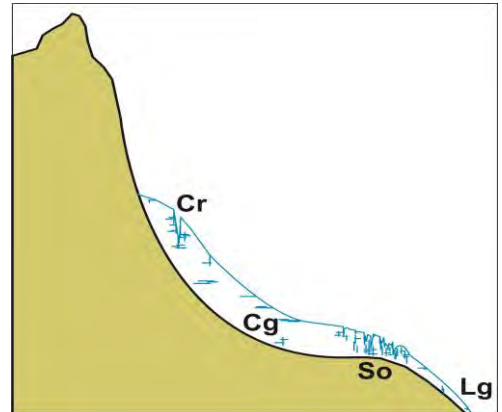


Fig. 2.5 - A sinistra si osserva una “conca” sul fianco di un versante, residuo di un piccolo ghiacciaio di circo ormai scomparso. In una sezione tra-

versale di un ghiacciaio di circo sono visibili il *crepaccio periferico* (Cr), la *soglia crepacciata* (So), il *circo glaciale* (Cg) e la *lingua* (Lg).

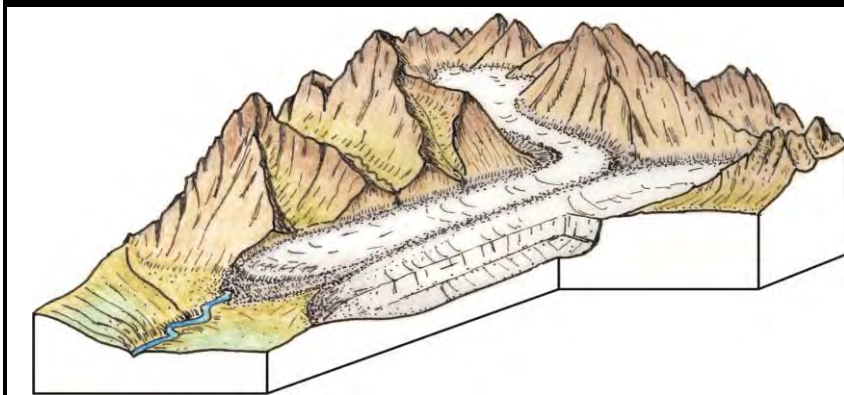


Fig. 2.6 - Confluenza delle lingue di ablazione di due ghiacciai vallivi.

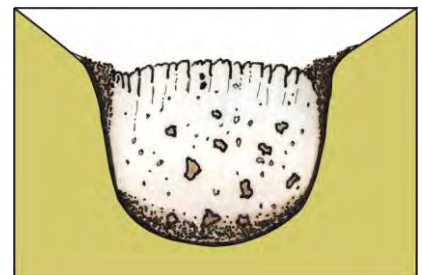


Fig. 2.7 - Sezione di lingua glaciale. So-no evidenti le morene laterali, interne e di fondo ed i crepacci superficiali. Il pro-filo è convesso per la maggior fusione ai lati.

GHIACCIAI VALLIVI. Sono “lingue” che ricevono, nel tratto montano, confluenze glaciali (fig. 2.6). La lingua glaciale, in sezione (fig. 2.7), ha profilo convesso, in quanto la fusione è maggiore sui lati. La superficie del ghiaccio è più o meno ricoperta da detriti rocciosi (**morene superficiali**). Le **morene laterali** sono formate dai materiali caduti sul ghiaccio e/o da questo strappati ai fianchi della valle. Quando due lingue glaciali confluiscono si forma una **morena mediana** (fig. 2.6) per giustapposizione di due morene laterali. Il ghiacciaio trasporta detriti rocciosi all’interno della sua massa (**morena interna**), il cui carico è limitato, dato che le gallerie per captazione subglaciale per installazioni idroelettriche hanno incontrato, quasi sempre, uno scarso numero di blocchi. Invece le **morene di fondo**, costituite da blocchi e da materiali triturati, levigati e striati sul fondo, presentano un considerevole volume. Infine il ghiacciaio depone, alla sua fronte, una grande quantità di materiali trasportati; essi costituiscono la **morena frontale**, detta anche **morena terminale** (fig. 2.8). Tutte queste forme di accumulo non sono esclusive dei ghiacciai vallivi anche se ne sono tipiche.

GHIACCIAI DI PEDEMONTE. Se diversi ghiacciai vallivi sono alimentati al punto di giungere fino allo sbocco delle montagne, essi “costruiscono” dei lobi pedemontani che possono entrare in coalescenza tra di loro. Tale era il caso di molti ghiacciai Nord alpini durante le fasi glaciali; attualmente ne troviamo degli esempi in Alasca (ghiacciaio Malaspina; fig. 2.9). Tali ghiacciai giungono in una zona che mediamente può essere tiepida; da ciò la

grande importanza che assumono i fenomeni di fusione, tanto che essi non danno origine a morene propriamente dette, ma ad accumuli di falde alluvionali sotto le quali scompare il fronte glaciale.

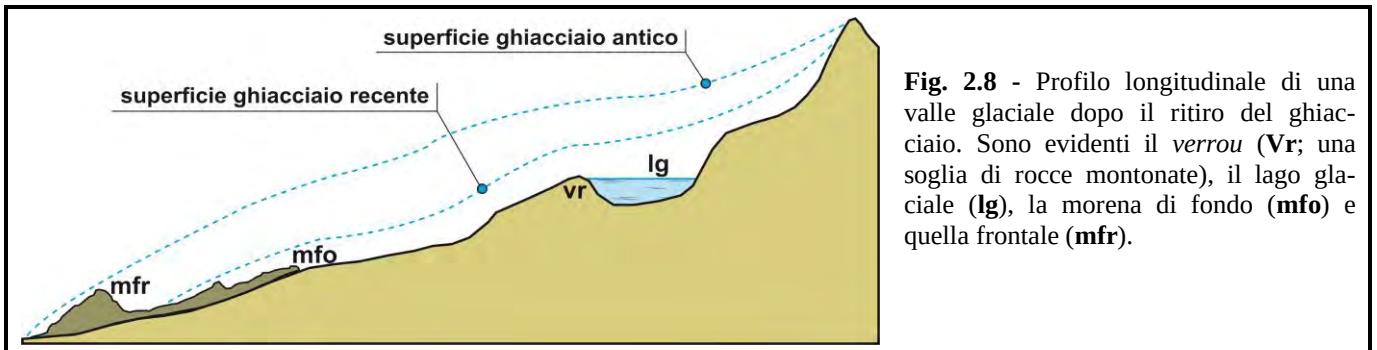


Fig. 2.8 - Profilo longitudinale di una valle glaciale dopo il ritiro del ghiacciaio. Sono evidenti il verrou (**Vr**; una soglia di rocce montonate), il lago glaciale (**lg**), la morena di fondo (**mfo**) e quella frontale (**mfr**).

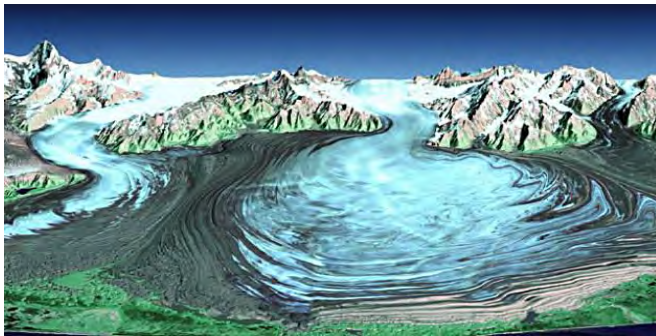
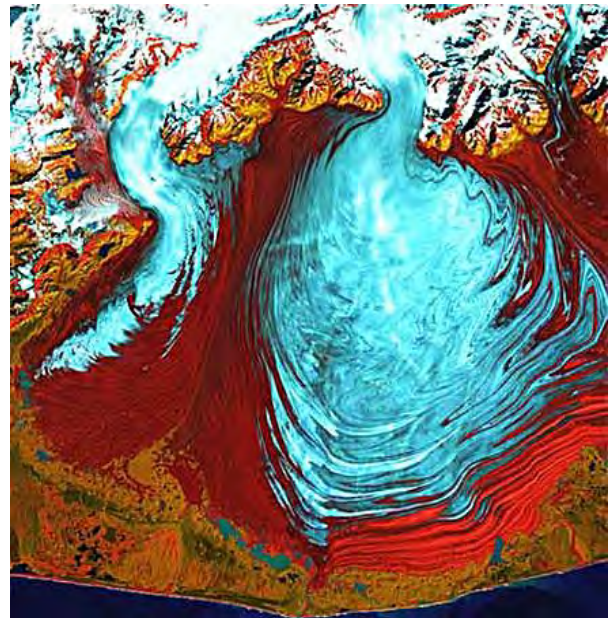


Fig. 2.9 - A sud est dell'Alaska, il **ghiacciaio Malaspina** (in alto) si estende per circa 45 chilometri di lunghezza. Esso è alimentato da diversi ghiacciai che scendono dal monte Sant Elias, fino alla pianura del golfo dell'Alaska. La vetta del Sant Elias non supera i 600 m s.l.m., piuttosto modesta, ma si tratta di un sito ad oltre 60 ° Lat. Nord, in un clima freddo e caratterizzato da un limite climatico delle nevi persistenti molto basso. A lato è l'immagine spettacolare del ghiacciaio ripresa da satellite NASA



2.3 - I processi dell'erosione glaciale

Il ghiaccio deriva dalla trasformazione della neve. La neve fresca contiene aria; la sua densità è molto bassa ($0,1 \text{ kg/dm}^3$ in media). Per effetto della compattazione e per fusioni e rigeli successivi, essa diviene *nevato*, di densità intorno a $0,6 \text{ kg/dm}^3$; successivamente diventa ghiaccio vero e proprio (densità $0,8 \div 0,9 \text{ kg/dm}^3$). Il ghiaccio si muove dirigendosi per gravità verso valle. La velocità superficiale dei ghiacciai è assai variabile, maggiore al centro (anche decine di metri all'anno) delle lingue rispetto ai lati. Molto bassa negli islandsis, essa diviene elevata nelle zone periferiche e nelle grandi lingue alpine; varia in funzione della pendenza e del ritmo stagionale. Il movimento del ghiaccio pone complicati problemi di fisica dei fluidi; la sua plasticità non è perfetta; talora esso si stacca dal fondo vallivo, può comportarsi rigidamente e crepacciarsi.

L'azione erosiva del ghiaccio viene detta **esarazione**, la cui intensità è differente da luogo a luogo, in funzione di molteplici fattori, quali la velocità del ghiaccio, il peso, la natura delle rocce interessate. Il ghiaccio "raschia" per mezzo dei blocchi rocciosi che esso trascina; produce striature profonde qualche millimetro e lunghe alcuni decimetri. Esso inoltre "leviga" le rocce non solo a



Fig. 2.10 - Sul fondo e sui fianchi delle valli glaciali si osservano talora ampie formazioni rocciose esarate. Questa immagine è un esempio di **roccia montonata**, levigata, nel corso di millenni, dal detrito incluso nel ghiaccio in lento movimento.

causa del passaggio stesso, ma soprattutto per mezzo dei materiali minuti (costituenti la cosiddetta *farina glaciale*), come lo smeriglio del levigatore. A forza di “esarare” le rocce il ghiacciaio ne arrotonda le sporgenze e le trasforma in **rocce montonate** (fig. 2.10).

Il ghiaccio esara in misura maggiore per asportazione, soprattutto su forti contropendenze, strappando blocchi delimitati da profonde fratture. I vari tipi di azione non si escludono a vicenda; così dopo l’asportazione di un masso roccioso spesso ne consegue una azione di “*levigazione*” che ne smussa le sporgenze. Il ghiacciaio non usura solamente il proprio letto roccioso, ma anche i materiali che esso trasporta. I detriti della morena di fondo sono triturtati e contengono molto limo; la granulometria è molto eterometrica (in genere mancano solo le argille). Le morene superficiali sono formate soprattutto da materiali grossolani; i massi di maggiori dimensioni sono detti **erratici** (fig. 2.11). I materiali glaciali si distinguono dai sedimenti trasportati dalle acque di fusione del ghiacciaio al di là del fronte glaciale, detti **fluvioglaciali**. Questi subiscono un trasporto per rotolamento e/o saltellamento e risultano meglio classati; comprendono sia ciottoli che sabbie grossolane e presentano una definita stratificazione.



Fig. 2.11 - Talora si rinvencono, in pianura, nei pressi delle pendici alpine, grandi massi con composizione mineralogica simile a quella delle rocce delle montagne più elevate e lontane. Un tempo non si capiva come essi fossero riusciti a compiere viaggi così lunghi, risultando ovvio che non potevano essere trasportati. Per tale ragione venne utilizzata l’espressione “**massi erratici**” (vagabondi) e talora vennero ad essi attribuiti attributi magici e/o religiosi (a lato). Oggi sappiamo che essi furono trasportati da antichi ghiacciai che, con le loro lingue di ablazione, si spingevano fino ad invadere la pianura. I resti morenici di minori dimensioni,

al termine delle glaciazioni, furono erosi e trasportati principalmente dall’acqua liquida, spesso facendone perdere ogni traccia, ma i grandi massi sono rimasti a segnalare la posizione più avanzata dei fronti glaciali (sopra).

2.4 - Le forme glaciali

Gli attuali ghiacciai costituiscono una piccola frazione di quelli presenti durante le glaciazioni del quaternario, era che ha caratterizzato quasi gli ultimi due milioni di anni della storia della Terra. Alle nostre latitudini permangono “relitti” delle ultime fasi glaciali quaternarie, fondamentali nel determinare le forme del territorio.

Il **circo**, per le ridotte dimensioni, è forma semplice, riconducibile ad una depressione a semicerchio sovrastata da pareti ripide (figg. 2.5 e 2.12). Esistono circhi varie dimensioni: piccole nicchie di qualche decina di metri di larghezza, vasti anfiteatri terminanti verso monte le vallate glaciali. Alcuni circhi hanno forme di nicchie sui fianchi delle montagna; i più grandi hanno, in genere, un fondo piatto o leggermente ondulato, talora con un piccolo lago; verso valle il circo può essere sbarrato da una contropendenza rocciosa e/o morenica. Vi sono anche circhi complessi, a gradinata, impostati sulla testata delle valli glaciali.

Le montagne scolpite dai circhi presentano creste intagliate a denti di sega (fig. 2.13), non modellate dall’azione glaciale, perché sempre libere dai ghiacci, ma dal crioclastismo (azione del gelo/disgelo), agente sulle rocce scoperte. Può succedere che al punto di intersezione delle creste si erga una piramide o *horn* dominante di molto il livello generale. Uno degli esempi più classici è la piramide cristallina del massiccio del monte Cervino, denominato *matt horn* dagli svizzeri).

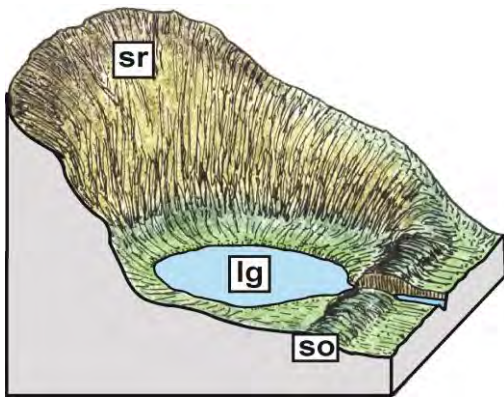


Fig. 2.12 - Morfologia di un circo glaciale con lago che ne occupa il fondo (lg), soglia che lo sbarrava a valle (so) e sponda rocciosa scavata dal ghiaccio (sr).

In basso esempi di laghi di circo. Quasi tutti i laghi alpini naturali hanno tale origine.

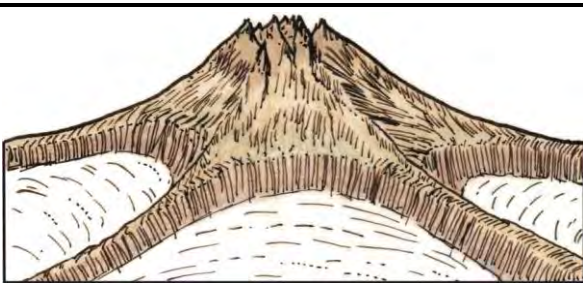
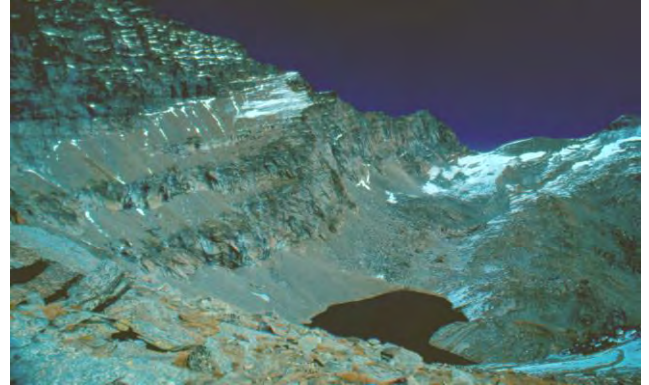


Fig. 2.13 - Creste di rilievi modellate dal crioclastismo.

La **valle glaciale** è dovuta all'azione di un ghiacciaio vallivo. **Valle glaciale, valle ad U, valle a truogolo** sono espressioni per definire la stessa struttura, con una forma a truogolo, con fianchi ripidi e fondo piatto (**figg. 2.14 e 2.15**), spesso dovuto al riempimento di un antico lago postglaciale o da una forte sedimentazione fluviale. Altrove la valle glaciale mostra un profilo generale concavo con fondo montonato.

Alcuni settori vallivi non presentano una forma ad "U" molto evidente e ciò per l'azione di un corso d'acqua

subglaciale che, raccogliendo le acque di fusione, con la sua azione di erosione, incide il fondo della valle modellandola a forma di V.

Se non tutte le valli glaciali sono ad "U", non tutte le valli ad "U" sono di origine glaciale. Quando si ha a che fare con una valle i-postata su rocce resistenti, che conservano una forte pendenza dei versanti ed il cui fondo si allarga per erosione laterale, si realizzano le condizioni per la formazione di una valle a truogolo. La valle glaciale non si riconosce per un unico elemento; una serie di caratteristiche contribuiscono ad evidenziarne la genesi: presenza di depositi morenici e modellamento caratterizzato da irregolarità del profilo longitudinale e trasversale.

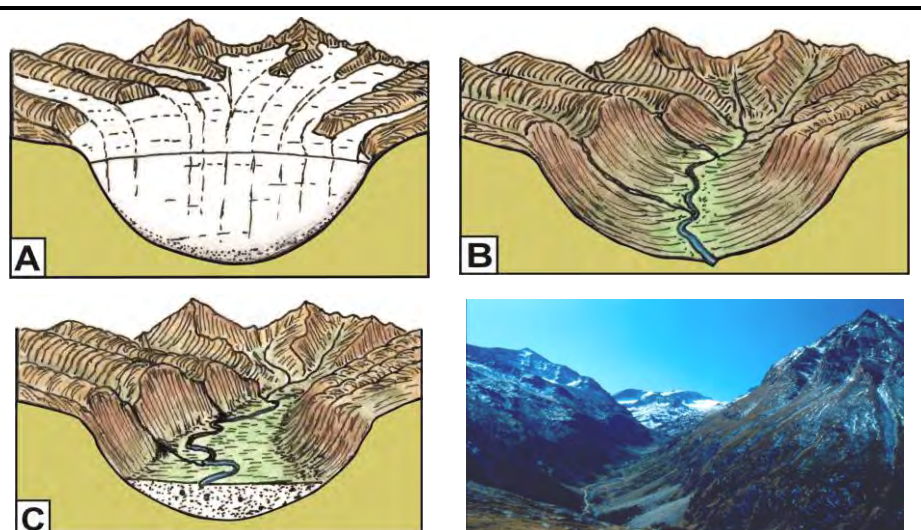


Fig. 2.14 - Durante la glaciazione la vallata alpina è invasa dal ghiaccio (A). Al ritiro del ghiaccio rimane la valle con profilo ad "U" (B) il cui fondo si presenta spesso piatto per la sedimentazione fluviale (C). In basso a destra è un esempio di valle ad "U" dovuta all'azione di erosione di un antico ghiacciaio.

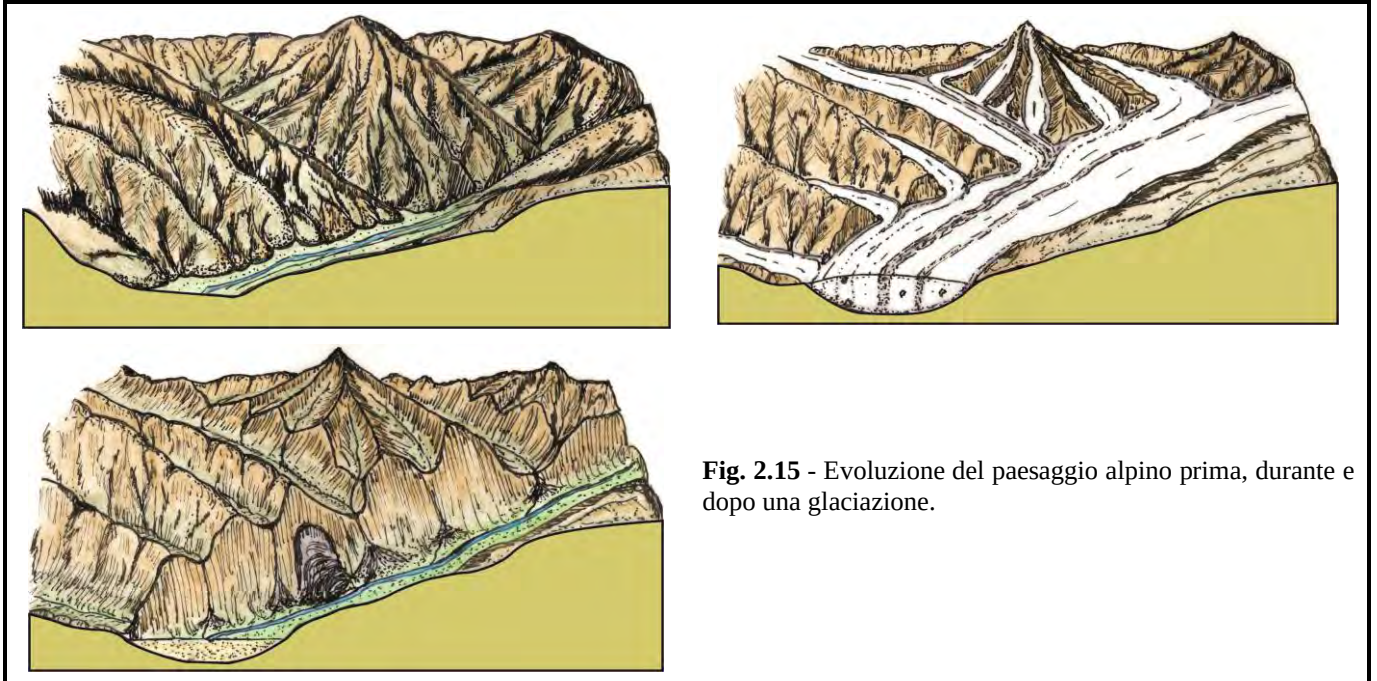


Fig. 2.15 - Evoluzione del paesaggio alpino prima, durante e dopo una glaciazione.

Una delle irregolarità del profilo longitudinale è data dalla discontinuità della successione dei depositi morenici ed in particolare della disposizione di *cerchie* (morene frontali), più o meno ondulate e incise da un corso d'acqua. Se una delle caratteristiche fondamentali della morfologia glaciale è data dalle forme di accumulo, altrettanto importanti sono le forme di erosione; infatti l'esarazione è responsabile di fenomeni di sovraescavazione differenziale che conferiscono alla valle glaciale un andamento irregolare dovuto ad una successione di slarghi (gli *ombelichi*), che sono anche sede di approfondimento e di strettoie (*verrou* dai francesi), le cui soglie rocciose sbarrano la valle.

Spesso gli ombelichi, sovraescavati dall'azione glaciale, sono sede di laghi; sono esempi i laghi prealpini italiani, quelli svizzeri e scozzesi (**fig. 2.16**), caratteristici per batimetrie di alcune centinaia di metri, tanto che il loro fondo è, talora, al di sotto del livello del mare (*criptodepressioni*; **fig. 2.17**), raggiungendo valori di 295 metri per il lago di Garda e di 177 metri per il lago Maggiore sotto il livello marino. Intervallate agli ombelichi si ubicano le "strettoie", formate da rilievi rocciosi montonati; talvolta questi sbarrano completamente la vallata, eccettuata la gola fluviale che la incide; in altri casi le protuberanze rocciose non sono completamente accostate e lasciano ampi spazi. Le strettoie sono sovente sede di antiche fortezze (per esempio il forte di Bard all'ingresso della Valle d'Aosta) o di sbarramenti idroelettrici.

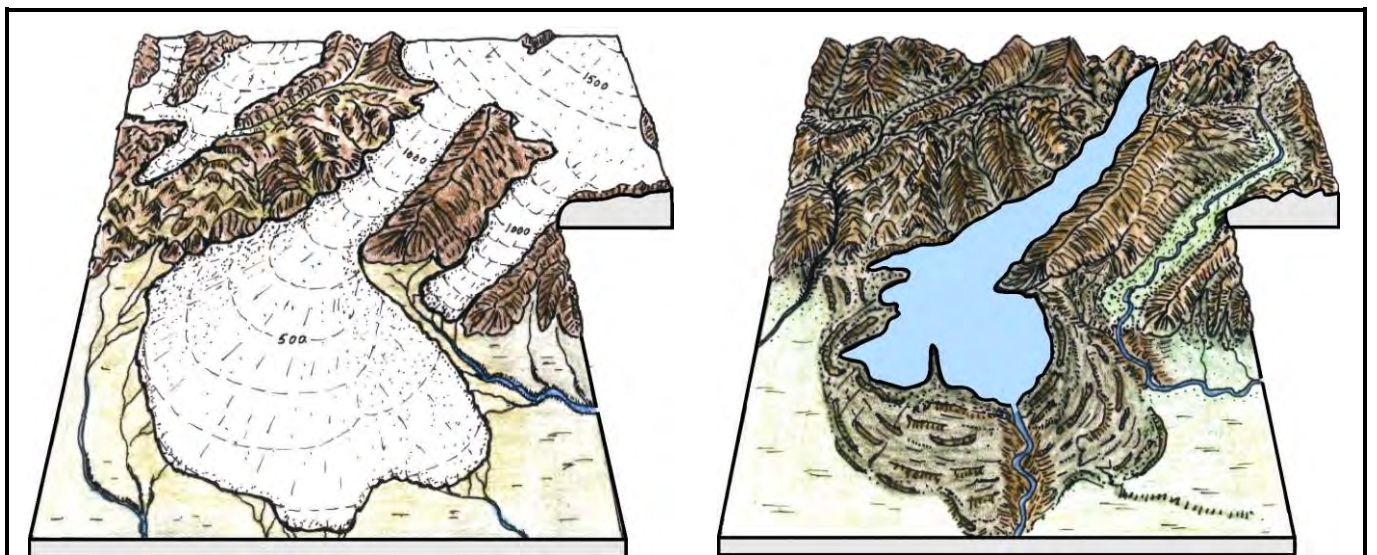


Fig. 2.16 - **A sinistra** il ghiacciaio del Garda come doveva essere durante la fase di massima espansione della glaciazione wurmiana. **A destra** lo stesso panorama come appare oggi dopo il ritiro dei ghiacci. Nell'anfiteatro morenico rimasto (dove era il fronte glaciale) si notano le cerchie moreniche appartenenti alle diverse fasi glaciali.

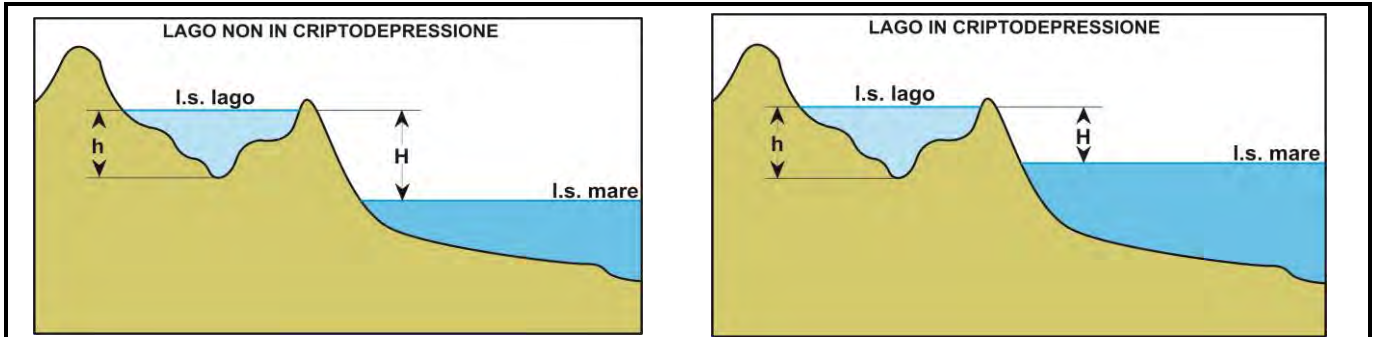


Fig. 2.17 - L'altitudine H è l'altezza [m s.l.m] del livello della superficie (l.s.) del lago su quello del mare; h è la profondità massima. Quando $h > H$, il fondo del lago è più basso del livello marino. La differenza $h - H$ è detta **criptodepressione**.

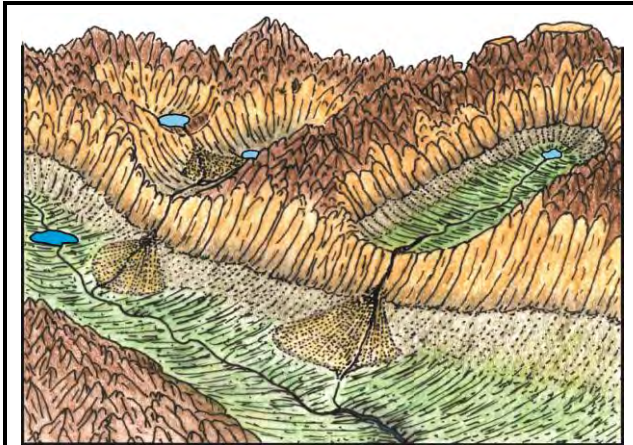


Fig. 2.18 - Sulla sinistra orografica della valle glaciale principale si affacciano delle **valli sospese**. Le confluenze delle valli glaciali non sono sempre allo stesso livello come invece si verifica per le valli fluviali.

quale sono spesso situati insediamenti umani. Le spalle possono essere semplici o multiple, sovrapposte come se diversi truogoli glaciali si fossero incastrati gli uni entro gli altri. Alcuni ripiani possono essere strutturali; in questo caso possono essere interpretati come irregolarità dovute alla presenza di rocce più resistenti che l'erosione non è stata in grado di modificare.

Le confluenze delle vallate glaciali non si verificano sempre allo stesso livello come avviene per le vallate fluviali. Una valle glaciale è spesso **sospesa** sulla principale (**figg. 2.14, 2.15, 2.18 e 2.19**); essa può confluire molto al di sopra del fondo della valle principale e ciò è da mettere in relazione con il fatto che i modi di confluenza sono in funzione delle diverse erosioni di due distinte lingue glaciali. Il raccordo superficiale del ghiaccio avviene allo stesso livello, mentre la quota dei fondovalle è tanto più bassa quanto più spessa è la lingua glaciale. Se un ghiacciaio incontra una sella laterale, il cui livello è inferiore alla quota superficiale del ghiaccio, esso emette una digitazione che può passare per la sella modellandola a truogolo; così si sono formati i larghi passi di transfluenza e di fluenza assai numerosi nelle Alpi (come quasi tutti i passi stradali).

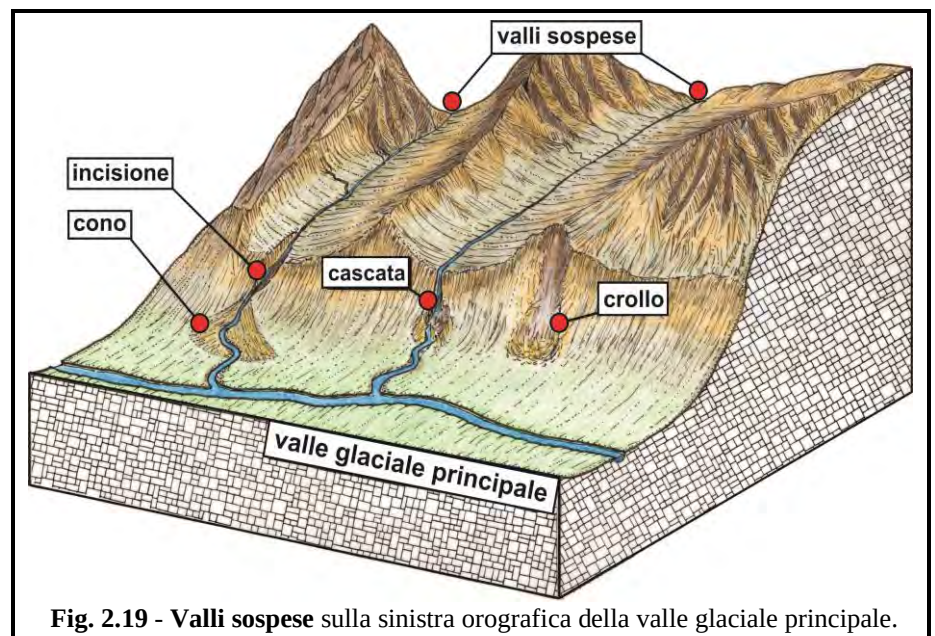


Fig. 2.19 - Valli sospese sulla sinistra orografica della valle glaciale principale.

2.5 - Sistema d'erosione periglaciale

Il rilievo glaciale porta a forme molto diversificate, sia nelle nostre montagne, sia nelle regioni pedemontane o di antichi *islandsis*. Le forme dovute all'azione del ghiaccio sono apparentemente caotiche (rocce montonate, profili a truogolo, morene; laghi; **figg. 2.20, 2.21 e 2.22**), complicate dall'interazione con le acque di fusione che ad esse sovrappongono superfici piane (alluvioni colmanti laghi periglaciali, terrazzi fluvio-glaciali). Le forme dovute al sistema glaciale e fluvio-glaciale sono, in seguito, obliterate abbastanza rapidamente nel corso dei periodi postglaciali; esse sono soggette ad una continua degradazione che fa loro subire un complesso di fenomeni detto *sistema periglaciale*. L'erosione fluviale lavora in senso distruttivo, alluvionando gli ombelichi ed incidendo le pendenze ripide (gole di raccordo fra due sezioni di una stessa valle, fra una valle sospesa e quella principale, incisioni torrentizie sui fianchi del truogolo). Se le forme delle ultime glaciazioni hanno conservato parte della loro "leggibilità", ciò è dovuto al fatto che esse sono geologicamente molto recenti.

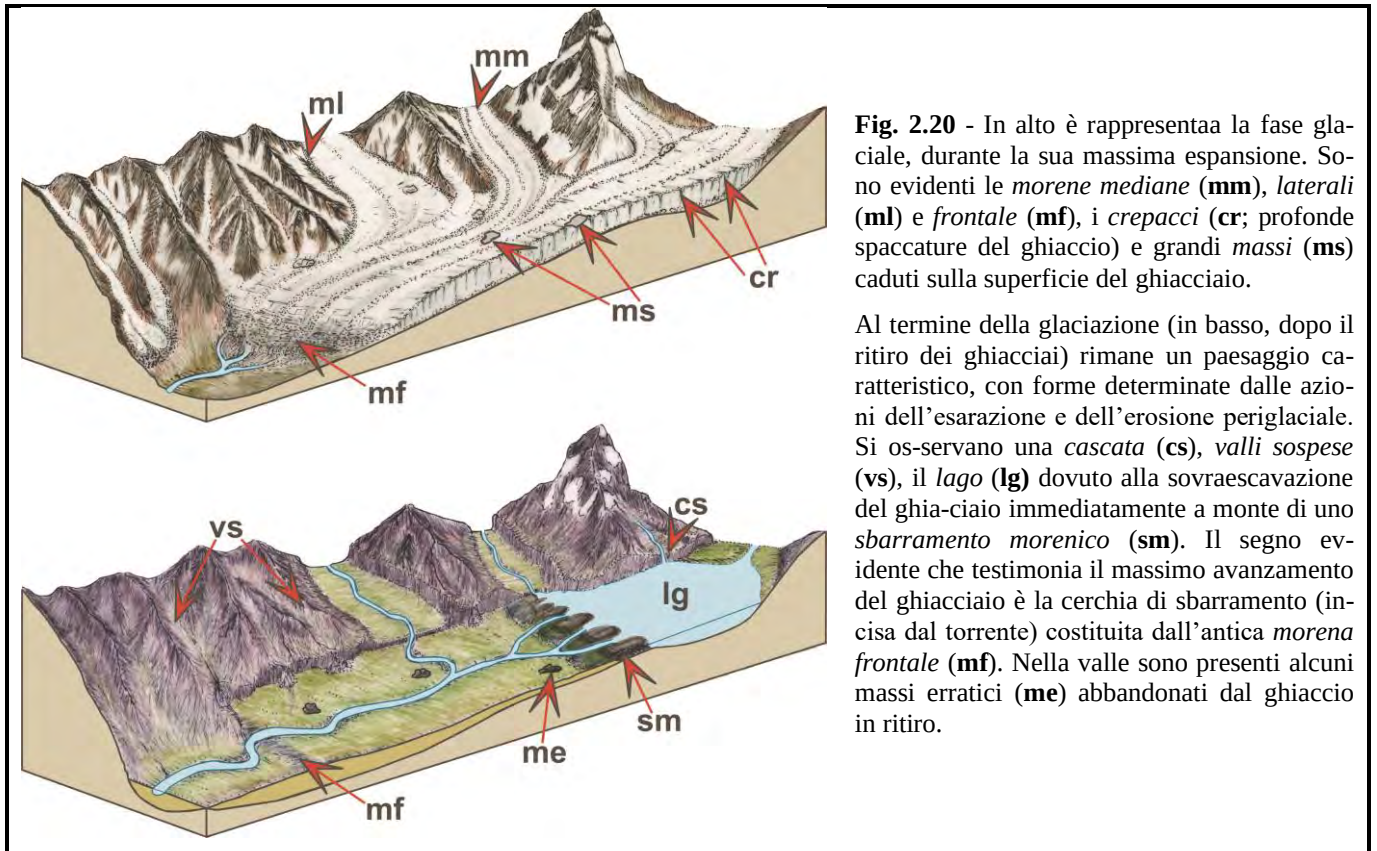


Fig. 2.20 - In alto è rappresentata la fase glaciale, durante la sua massima espansione. Sono evidenti le *morene mediane (mm)*, *lateral (ml)* e *frontale (mf)*, i *crepacci (cr)* (profonde spaccature del ghiaccio) e grandi *massi (ms)* caduti sulla superficie del ghiacciaio.

Al termine della glaciazione (in basso, dopo il ritiro dei ghiacciai) rimane un paesaggio caratteristico, con forme determinate dalle azioni dell'esarazione e dell'erosione periglaciale. Si osservano una *cascata (cs)*, *valli sospese (vs)*, il *lago (lg)* dovuto alla sovraescavazione del ghiacciaio immediatamente a monte di uno *sbarramento morenico (sm)*. Il segno evidente che testimonia il massimo avanzamento del ghiacciaio è la *cerchia di sbarramento* (incisa dal torrente) costituita dall'antica *morena frontale (mf)*. Nella valle sono presenti alcuni *massi erratici (me)* abbandonati dal ghiaccio in ritiro.

Il termine **periglaciale** evoca una localizzazione alla periferia dei ghiacciai che non sempre corrisponde alla realtà. Numerosi ghiacciai giungono in un ambiente temperato che non è tipico del sistema d'erosione periglaciale. Fra i processi che lo caratterizzano il gelo svolge un ruolo importante, almeno per una gran parte dell'anno, pur essendo discontinuo e senza che una copertura di ghiaccio ricopra per tutto l'anno il terreno. I fenomeni di gelo e disgelo sono processi importanti e non solo occasionali come succede per le regioni temperate. La zona attualmente soggetta al sistema periglaciale comprende due domini distinti: quello delle alte latitudini e quello delle alte altitudini. Le fasce a clima temperato sono state caratterizzate, durante i periodi freddi del Quaternario, da intensi fenomeni di gelo e disgelo. La maggior parte dell'Europa occidentale (inclusa l'Italia settentrionale) era compresa in quelle fasce, molte delle quali sono dunque state modellate dagli agenti che ora prenderemo in considerazione.

Il meccanismo principale è quello del **crioclastismo**. Questa azione si manifesta più debolmente a secco che in ambiente umido. A secco si tratta quasi esclusivamente di una caso particolare delle contrazioni e dilatazioni dovute alle differenze di temperature (escursione termica diurna). In ambiente umido l'acqua penetra nelle rocce e nel suolo; gelando aumenta il volume, frammenta le rocce e rigonfia i suoli. Al disgelo i frammenti di roccia, i cui interstizi cessano di essere saldati dal ghiaccio, si staccano, si frammentano in blocchi, massi e frammenti con qualche detrito fine in funzione della struttura della roccia. Quanto ai suoli il disgelo li imbibisce d'acqua perché il ghiaccio vi si ripartisce più uniformemente che nelle rocce. Il suolo, al disgelo, è più "fluidico"; esso può avere dei movimenti gravitativi lungo i versanti (*soliflusso*); in ogni caso il suo volume si riduce perché l'acqua occupa meno spazio del ghiaccio e la sua struttura viene distrutta. Dopo il disgelo gradualmente il suolo si stacca ed il suo volume diminuisce ulteriormente diventando sempre più instabile.

La **fusione delle nevi** imbibisce il suolo e facilita il soliflusso. Il **ruscellamento** non è trascurabile; esso si produce in conseguenza di piogge e della fusione delle nevi; l'azione è più efficace se il sottosuolo è gelato in conseguenza di una scarsa infiltrazione.

Il **vento** non agisce sui suoli ricoperti dalle nevi, ma quando la terra è libera; esso può sollevare le particelle fini, vagliare gli strati superficiali del suolo non lasciandovi che i ciottoli per deporre, più lontano, delle dune. "Armato" della sabbia esso agisce anche sui blocchi e sulle rocce modellandoli. Il vento è anche responsabile del deposito del *loess*, un limo giallo, calcareo, che può subire decalcificazione e diventare un *lehm* ed essere trasportato, in seguito, a formare un limo colluviale. Depositi di *loess* sono molto diffusi in Nordeuropa e sono presenti anche nella Valle Padana, dove possono ricoprire sia terrazzi che morene del Pleistocene per spessori di qualche decimetro.

Il modellamento è molto diverso a seconda che interessi superfici pianeggianti o inclinate, rocce o formazioni fini, superfici nude o ricoperte da tappeti erbosi.

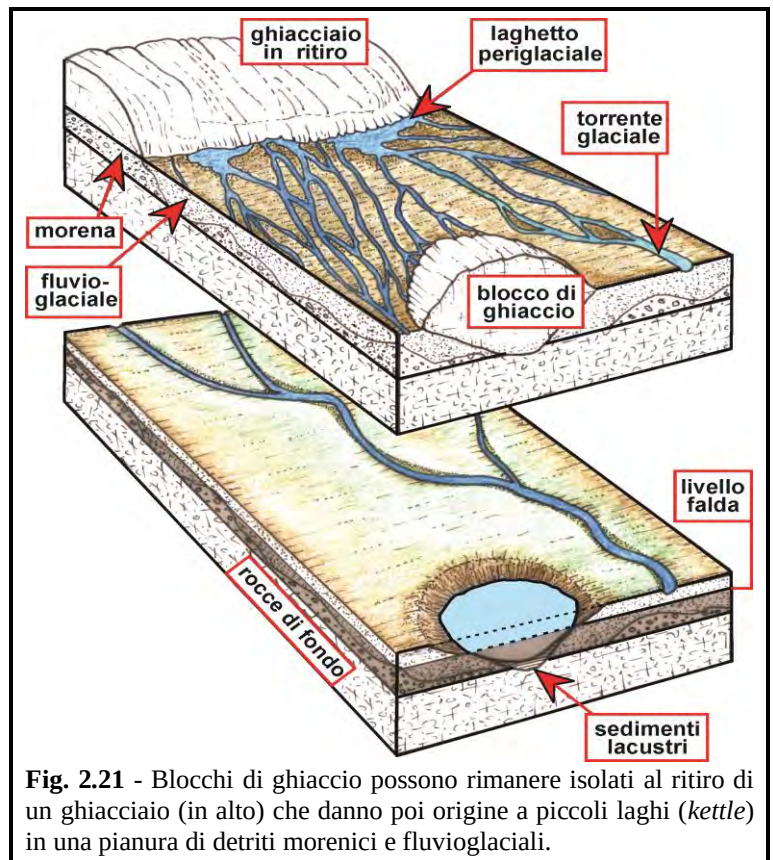


Fig. 2.21 - Blocchi di ghiaccio possono rimanere isolati al ritiro di un ghiacciaio (in alto) che danno poi origine a piccoli laghi (*kettle*) in una pianura di detriti morenici e fluvio-glaciali.



Fig. 2.22 - Il più esteso ghiacciaio delle Alpi italiane è quello del Miage (in alto a sinistra). Esso, da una valle laterale, invade la Val Veni, sulla quale si erge il M.te Bianco. L'immagine in alto a destra mostra la stessa Val Veni vista dal basso, al fine di mettere in evidenza la "potenza" del ghiacciaio, che si divide in due fronti principali ed uno centrale più piccolo.

Il ghiaccio non è immediatamente riconoscibile, ma appare assai "sporco", coperto di detriti (morena superficiale) crollati sulla sua superficie.

A sinistra si osserva la morena laterale destra, formata dai detriti "strappati" dall'azione del ghiaccio sul fianco della valle laterale. Si osserva, nel punto in cui la morena si è "slabbrata", un lago periglaciali, sul quale si affacciano pareti di ghiaccio alte 20 ÷ 30 m e dalle quali si staccano frequentemente blocchi ghiacciati anche di decine di tonnellate. L'acqua del lago è torbida, conseguenza della dispersione delle particelle detritiche più minute del materiale morenico.

L'ambiente circostante questo grande ghiacciaio è molto caratteristico e fortemente condizionato dagli effetti del gelo e del disgelo.

La copertura vegetale e la litologia (composizione delle rocce) rivestono un ruolo molto importante. Gli affioramenti danno origine, per frammentazione in blocchi, a pietraie. Ogni spaccatura può ingrandirsi per gelivazione delle sue labbra; si forma allora un crepaccio di gelivazione che può essere largo e profondo anche qualche metro e lungo decine di metri determinando crolli di grandi blocchi. L'azione crioclastica sulle superfici rocciose può produrre **accumuli di pietre**.

Le superfici costituite da materiali fini invece formano **accumuli di fango**, che scendono per soliflusso e nei quali sono talora inglobati detriti grossolani. Infine le **valanghe** (fig. 2.23) “striano” le forti pendenze di canali lungo i quali, d'inverno, precipita la neve e, al disgelo, ruscella l'acqua di fusione.

Fig. 2.23 - Le valanghe sono fenomeni con i quali l'uomo da sempre è costretto a confrontarsi. Sono movimenti di masse di neve, fango e detriti sotto l'azione di gravità ed in grado di produrre notevoli danni. L'uomo ha disboscato interi versanti montani per far spazio al pascolo e costruendo insediamenti nelle zone a rischio.

In questa immagine si osserva un gruppo di case ai piedi di una superficie sulla quale, priva di alberi, scorrono facilmente valanghe distruttive. Molto particolare è il tipo di intervento (muraglione a forma di “V” con il vertice puntato a monte) per deviare ai lati il movimento della neve e dei detriti.



I **suoli poligonali** costituiscono uno degli aspetti più tipici delle regioni artiche e delle montagne della zona temperata (Alpi) e della zona intertropicale. Sono successioni di poligoni (pentagoni più o meno regolari); le dimensioni variano da diversi centimetri a qualche metro e, se disposti su pendii, danno origine a movimenti gravitativi.

I **suoli a cuscinetti erbosi** sono piccoli monticelli erbosi delle dimensioni di quelli sollevati dalle talpe (fig. 2.24). Sono assenti nelle regioni più fredde, prive di vegetazione; per contro la loro area si estende abbastanza verso Sud, assai diffusi nelle Alpi. Si formano già dai 1.000 m s.l.m. circa mentre i suoli poligonali sono solo embrioni a 1.700 m s.l.m. Sembra che il processo di formazione sia paragonabile a quello dei suoli poligonali. È un sollevamento dovuto al gelo che interviene prima su certe zolle, mentre non si verifica alcun spostamento detritico dato che la vegetazione trattiene le particelle del suolo.

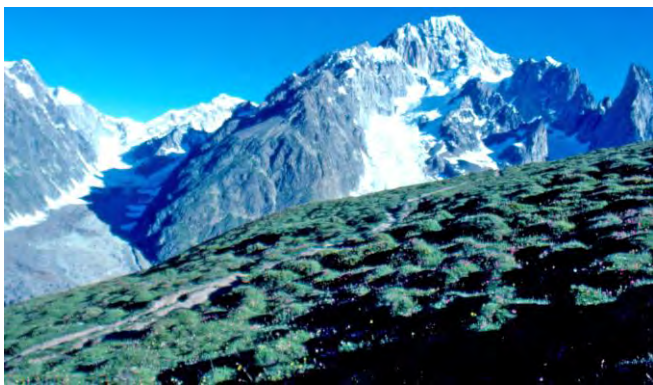


Fig. 2.24 - In alta montagna il suolo, imbevuto d'acqua, gela durante la notte. La formazione di ghiaccio comporta un aumento di volume ed il terreno si “gonfia”. Durante le ore più calde il ghiaccio fonde e gli interstizi tra le particelle del suolo si riempiono di acqua che, nella gelata successiva, ne incrementa ancora il volume. Si formano così *cuscinetti erbosi*, cioè monticelli di terra simili a quelli delle talpe, ma di maggiori dimensioni. L'azione del gelo e disgelo indebolisce la struttura del terreno rendendolo più facilmente erodibile dal ruscellamento superficiale, soprattutto in occasione di rovesci temporaleschi. In tal modo vengono scavati solchi di erosione che separano i cuscinetti rendendoli ancora più facilmente aggredibili dal disfacimento meteorico.

I **detriti di falda** sono molto frequenti e si formano a causa della frammentazione in posto delle rocce, prevalentemente per termoclastismo e crisoclastismo; sono accumuli di tipo diverso a seconda del modo di deposizione. I semplici detriti di gravità formano accumuli (coni e falde di detrito) che ingombrano i fondovalle.

Sulle rocce che si frammentano in detriti fini si costituiscono dei detriti ordinati; in sezione mostrano spesso una successione di strati inclinati fini e grossolani, di 10 ÷ 20 cm di spessore. L'inclinazione delle superfici di questi detriti ordinati è inferiore rispetto a quella dei detriti di gravità.

Le **colate di blocchi** si formano su pendii ad inclinazione ancora inferiore (dai 5 ai 6 gradi); essi si muovono, a causa del gelo e disgelo, sia su un materasso di fango che scivola, sia su cuscinetti di ghiaccio interstiziale.

I processi e le forme caratteristiche del sistema periglaciale presentano dunque una grande varietà, ma l'essenziale dei meccanismi e delle forme è dovuto al crioclastismo, al rigonfiamento dei limi ed al soliflusso. L'interesse che presentano queste forme è grande, in quanto i paesaggi delle zone temperate le hanno conosciute appena 10.000 anni fa e viviamo ancora sulla loro eredità.

SCHEDA 2.1 - Il destino climatico della Terra

Le condizioni ambientali e soprattutto quelle climatiche, influenzano, nelle regioni a clima caldo e temperato, l'altezza del limite delle nevi persistenti. Al di sopra di esso si formano grandi accumuli di neve che, sotto l'azione di gravità, si spostano in basso: si forma un "fiume di ghiaccio" alimentato in alto dalle precipitazioni nevose e che "scorre" verso il basso dove prevale l'ablazione (fusione + sublimazione) sull'accumulo. La massa di ghiaccio che scende al di sotto del limite delle nevi persistenti (**lingua di ablazione** o **bacino ablatore**) è proporzionale a quella sopra tale limite (**bacino collettore** o **di accumulo**); tanto maggiore è il bacino collettore, tanto maggiore è la massa di ghiaccio che defluisce verso il basso (figg. 2.25 e 2.26).

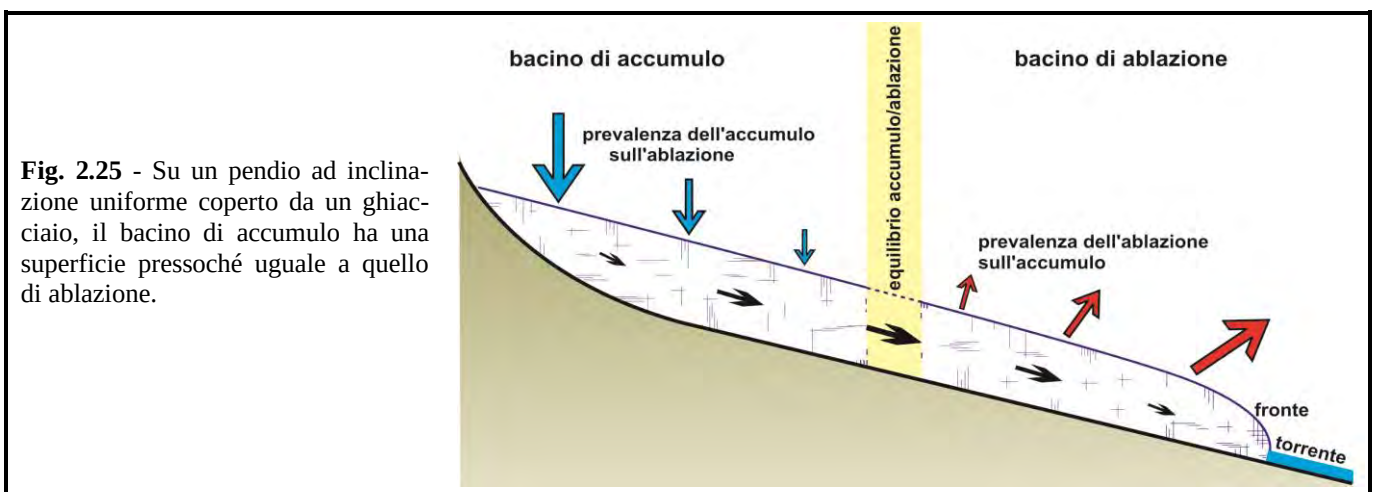


Fig. 2.25 - Su un pendio ad inclinazione uniforme coperto da un ghiacciaio, il bacino di accumulo ha una superficie pressoché uguale a quello di ablazione.

In un ghiacciaio si chiama **linea di equilibrio** quella che separa il bacino di raccolta (collettore) da quello ablatore, dove oltre alla neve caduta nel periodo invernale fonde anche il ghiaccio sceso dal bacino di accumulo. Quando il substrato su cui poggia e scorre il ghiaccio ha pendenza uniforme, l'area del bacino alimentare è uguale a quella del bacino ablatore e la linea di equilibrio corrisponde al limite delle nevi persistenti. Se la pendenza non è uniforme la situazione è diversa; per esempio sarà maggiore l'area del bacino ablatore se questo ha pendenza maggiore di quello collettore.

L'avanzata e il ritiro dei ghiacciai dipende essenzialmente dalle precipitazioni e dalla temperatura e quindi dalle mutazioni climatiche. Se la temperatura diminuisse di un grado, considerando invariate le precipitazioni, il limite delle nevi persistenti scenderebbe di 200 metri circa (essendo il gradiente termico medio annuo pari a circa $-0,5\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m s.l.m.}$). Per un ghiacciaio a pendenza uniforme il limite delle nevi coincide con la linea di equilibrio che separa il bacino collettore da quello ablatore di uguali dimensioni. La conseguenza dell'abbassamento di 200 metri della linea di equilibrio è, quindi, un abbassamento del fronte della lingua di ablazione di ben 400 metri di altitudine. I fronti dei maggiori ghiacciai valdostani scendono fino a circa 1.600 m s.l.m. (Miage e Brenva in val Veni - Valle d'Aosta). Sarebbe quindi sufficiente una diminuzione di 3 - 4 gradi della temperatura media annua per far sì che i ghiacciai possano invadere la pianura.

Queste considerazioni sono semplicistiche perché vi sono altre variabili responsabili del regresso/avanzata dei ghiacciai oltre che la temperatura e la pendenza. Molto importanti sono le precipitazioni; molti Autori sono concordi nell'affermare che, in generale, un aumento del 10 % delle precipitazioni medie annue determinerebbe un abbassamento di un centinaio di metri circa del limite delle nevi persistenti. Ad accelerare l'avanzata delle fronti glaciali sono le condizioni sempre più favorevoli all'espansione delle lingue stesse; infatti se la superficie ghiacciata è sufficientemente estesa, l'atmosfera sovrastante tende a raffreddarsi, creando condizioni sempre più favorevoli all'accrescimento (*autoalimentazione*). Alla luce di queste riflessioni basterebbe ipotizzare la diminuzione di pochi gradi della temperatura media e/o un aumento anche non particolarmente cospicuo di precipitazioni sulle aree con clima freddo o sulle montagne di aree con clima temperato, per innescare fenomeni di intensa glaciazione come quelli del Quaternario.

Nel periodo di clima leggermente più caldo 1930 ÷ 1960 i ghiacciai di tutto il mondo regredirono notevolmente dopo le avanzate che caratterizzarono la "piccola era glaciale" e la punta di freddo 1910 ÷ 1920 (fig. 2.26). Successivamente

sembrarono avanzare nuovamente anche se di poco, ma negli ultimi anni la tendenza risulta di nuovo il regresso, in coerenza con le ipotesi di riscaldamento della Terra a causa dell'effetto serra (forte incremento di produzione di anidride carbonica a causa delle attività umane). Quali siano le ragioni dei mutamenti climatici a grande scala che si sono verificati nella storia recente del nostro pianeta o che possono ancora verificarsi è assai difficile dirlo e sono assai numerose le teorie in proposito.

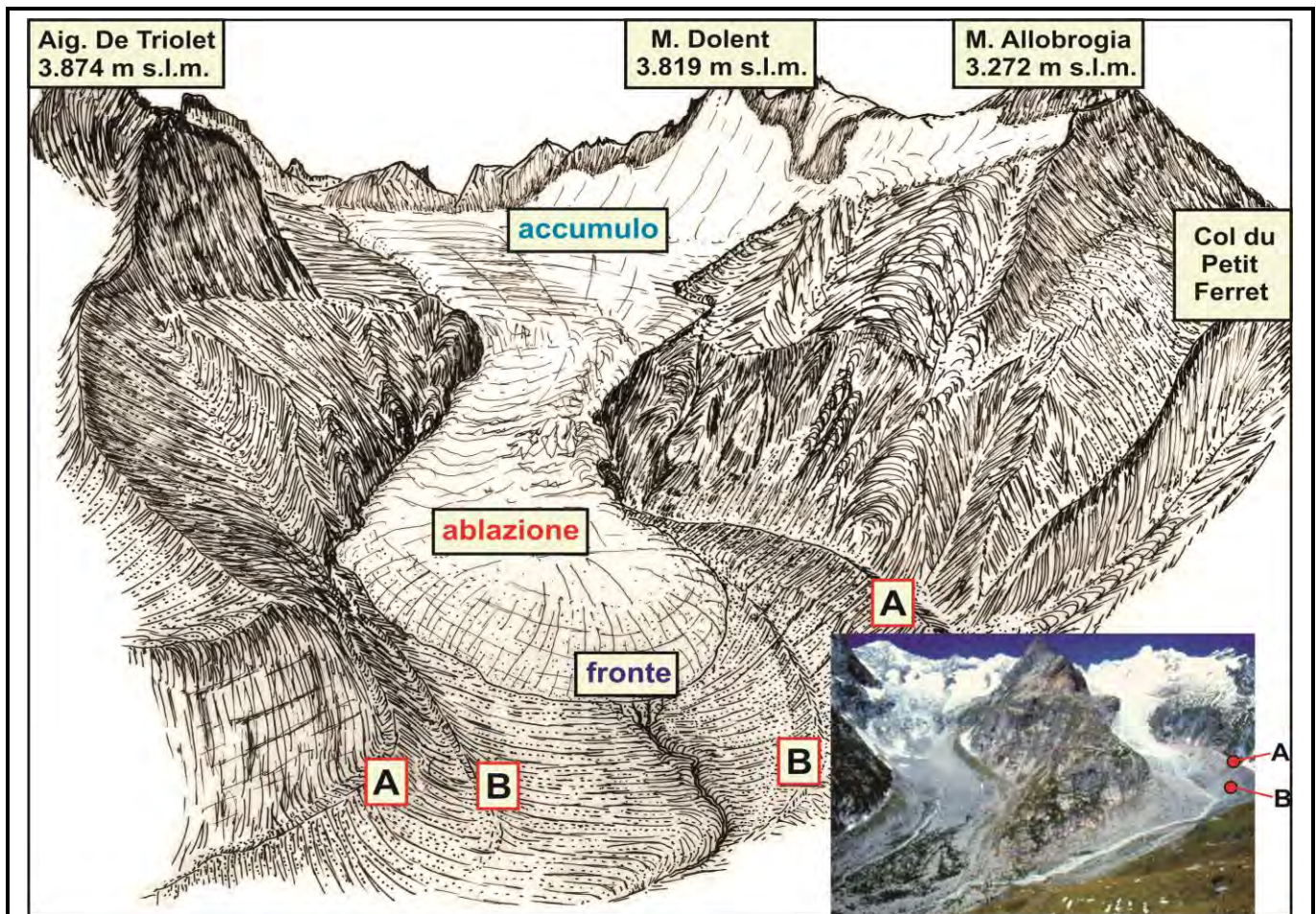


Fig. 2.26 - La fotografia illustra i due ghiacciai Triolet e Pre de Bar (alta val Ferret; Massiccio del M.te Bianco; Valle d'Aosta). Nella porzione del Pre de Bar sopra il limite delle nevi persistenti prevale l'**accumulo** di ghiaccio. Questo si muove verso valle dove prevale l'**ablazione**, soprattutto presso il **fronte**. Le morene laterali esterne (**A**), sono la testimonianza dell'espansione durante la "Piccola Era Glaciale" (1450 ÷ 1850), mentre quelle interne (**B**) indicano l'avanzata del periodo 1910 ÷ 1920.

Con una teoria, la **trappola della neve**, si afferma che la glaciazione si espande lentamente in seguito a una graduale diminuzione di temperatura e/o un aumento di precipitazioni. I ghiacciai alpini, per esempio, si estendono perché si abbassa il limite delle nevi persistenti, possono confluire e formare estensioni via via più ampie di ghiaccio influenzando così il clima. In pratica è come se fosse "scattata una trappola" che "cattura" neve sempre più rapidamente; a questo punto i ghiacciai si estendono con maggiore velocità. Secondo questa teoria l'instaurarsi di una glaciazione è molto graduale perché conseguenza di una lenta modificazione del clima.

Una seconda ipotesi è quella dello **snowblitz** (*snow* = neve, *blitz* = lampo). Si possono verificare nevicate più abbondanti su vaste regioni del Nord. Se la coltre bianca è abbastanza spessa e l'estate successiva non è sufficientemente calda, la neve non fonde completamente e rimane al suolo a riflettere la luce solare per tutta l'estate e tutto l'autunno raffreddando così l'aria e aprendo la via a nevicate più abbondanti l'inverno seguente. A questo punto si "innesca" la nuova calotta che può crescere ed inspessirsi su di un'area vastissima con notevole rapidità. Lo **snowblitz** rappresenta quindi un sistema che dà vita a una nuova calotta molto più rapido rispetto alla trappola della neve.

Attualmente è quasi impossibile stabilire quale delle due teorie sia la più probabile. Ma un altro aspetto da considerare è l'intensità della glaciazione. Un noto climatologo sovietico ha valutato che *"...se le calotte glaciali fossero riuscite ad arrivare un po' più vicino all'equatore di quanto non sono riuscite a fare finora, la glaciazione sarebbe divenuta inarrestabile e l'intero globo si sarebbe ricoperto di ghiaccio. La vita non avrebbe potuto resistere.... e sarebbe quindi scomparsa lasciando la Terra in quelle condizioni forse per l'eternità...."*, insomma un panorama molto simile a ciò che potrebbe accadere nel cosiddetto "inverno nucleare" conseguenza di un disastroso conflitto bellico mondiale.

I rischi del destino climatico della Terra non sono solo quelli del freddo. Se il nostro pianeta diventasse un po' più caldo, per esempio per effetto dell'anidride carbonica prodotta dalle attività umane, l'acqua marina, così riscaldata, libererebbe un po' dell'anidride carbonica in soluzione; questa riscalderebbe ulteriormente la Terra e gli oceani, liberando altra anidride carbonica

e così via. Questa possibilità è stata denominata **runaway greenhouse** (letteralmente “serra in fuga” con evidente riferimento all’effetto serra dovuto all’anidride carbonica). I ghiacci scomparirebbero e questa è proprio una delle ragioni che fanno guardare con preoccupazione all’attuale tasso di incremento della concentrazione di anidride carbonica nell’atmosfera, agli effetti potenziali di un sostanziale aumento di produzione di energia ad uso industriale e alla deforestazione.

Riassumendo si può fare una interessante casistica di condizioni possibili:

Terra 1 - molto calda con un alto livello del mare.

Terra 2 - con una certa percentuale di ghiaccio come attualmente.

Terra 3 - con molto ghiaccio come durante una glaciazione.

Terra 4 - molto fredda come una palla di ghiaccio.

Il nostro pianeta è sinora riuscito a mantenersi nelle condizioni 2 e 3. Sembra che siano in funzione dei potenti regolatori naturali che mantengono (retroazione) le temperature tropicali entro limiti perlomeno accettabili e la composizione dell’acqua marina (fattore di estrema importanza) pressoché costante. Un modello di previsione dei cambiamenti del clima è quello proposto da William D. SELLER già nel 1965; egli arrivò alle seguenti conclusioni:

- la scomparsa dei ghiacci dal Polo Nord provocherebbe l’innalzamento della temperatura di circa 7 °C a Nord del 70° parallelo, di 1 °C ai tropici e da 1 a 3 °C vicino al Polo Sud. Fare la stessa cosa per l’Antartide provocherebbe un aumento della temperatura di 12 ÷ 15 °C. Inoltre le modificazioni dell’albedo solare avrebbero ripercussioni su scala mondiale;
- un abbassamento del 2 % della costante solare sarebbe sufficiente per provocare una nuova era glaciale, con ghiacci continentali fino al cinquantesimo parallelo, dove la temperatura media scenderebbe di 10 gradi Celsius;
- un aumento del 100 % della turbolenza (prodotto, per esempio, da un modesto aumento della velocità della rotazione della Terra) farebbe fondere i ghiacci polari e la Terra diventerebbe più calda di 5 gradi nel suo insieme;
- l’aumento della torbidità dell’aria, in particolare per inquinazione e per anidride carbonica, dovrebbe far innalzare la temperatura dell’atmosfera, poiché si avrebbe una riduzione della radiazione infrarossa dispersa;
- se l’attuale ritmo di riscaldamento dell’aria a causa delle industrie proseguisse per due secoli, l’innalzamento della temperatura potrebbe raggiungere 37 gradi all’equatore e 11 gradi al Polo Nord; questo eliminerebbe la banchisa.

Il valore di un tale modello sta nel dimostrare gli ordini di grandezza delle possibili modificazioni del clima. È soltanto un modello teorico, i cui risultati sono largamente influenzati da errori di stima dei parametri e dall’assenza, tra le variabili, della retroazione, cioè dei meccanismi retroattori globali. Analogo discorso può essere fatto per quanto riguarda i nuovi e più completi modelli che vengono collaudati per mezzo di potenti elaboratori elettronici. Di tutto ciò gli esseri umani devono rendersi ben conto affinché non vengano sopraffatti dalle conseguenze che le loro attività possono esercitare sul clima.

SCHEDE 2.2 - Il detrito morenico

Il disfacimento dei rilievi, grazie soprattutto all’opera degli agenti esogeni (pioggia, grandine, neve, vento, crioclastismo, termoclastismo,...), comporta la formazione di detriti, cioè frammenti (clasti) delle rocce costituenti i rilievi stessi. Tali detriti sono destinati al trasporto verso valle per gravità. I principali agenti trasportatori sono l’acqua ed il ghiaccio.

L’acqua delle precipitazioni scorre sulle superfici (versanti) delle montagne e delle colline e nel suo movimento coinvolge i detriti più fini, talora anche quelli più grossolani in occasione degli eventi meteorici più intensi. Argilla, limo, sabbia e ghiaia vengono quindi trascinati dalle acque, soprattutto quelle che possiedono più energia cinetica, cioè quelle che scorrono lungo le incisioni più ripide, “strappando” quindi altri materiali che vanno così ad arricchire il cosiddetto “carico solido” che va poi ad alimentare i principali corsi d’acqua.

Fin quando l’energia dell’acqua è sufficiente (elevata pendenza dei versanti delle montagne più elevate), tutto il carico solido, anche quello rappresentato dai clasti più grossolani, viene trascinato verso il basso. Man mano che, verso valle, diminuisce la pendenza, si riduce anche l’energia di trasporto da parte dell’acqua e sedimentano i materiali più grossolani. Procedendo ancora verso valle, per lo stesso meccanismo, sedimentano progressivamente i detriti più fini, fino a giungere alla deposizione dei limi (anche insieme alle argille) lungo le fasce dei “placidi” fiumi delle pianure. Si conclude quindi che, in genere, i sedimenti di origine fluviale sono ben classificati, cioè caratterizzati da una granulometria relativamente uniforme (insieme di clasti di dimensioni simili).

I ghiacciai, come sopra illustrato, si possono paragonare a “fiumi di acqua solida” in lento movimento ed in grado di esercitare una efficace azione di erosione, o meglio di esarazione. Analogamente all’acqua liquida il ghiaccio scava solchi sui versanti dei rilievi producendo detriti (morene) che rimangono inglobati nel ghiaccio stesso e quindi trascinati verso valle. Ma a differenza dell’acqua liquida, il ghiaccio non “seleziona” i clasti, in quanto tutti sono coinvolti nel trasporto verso valle e tutti insieme sono depositati sui fronti o abbandonati durante le fasi di ritiro.

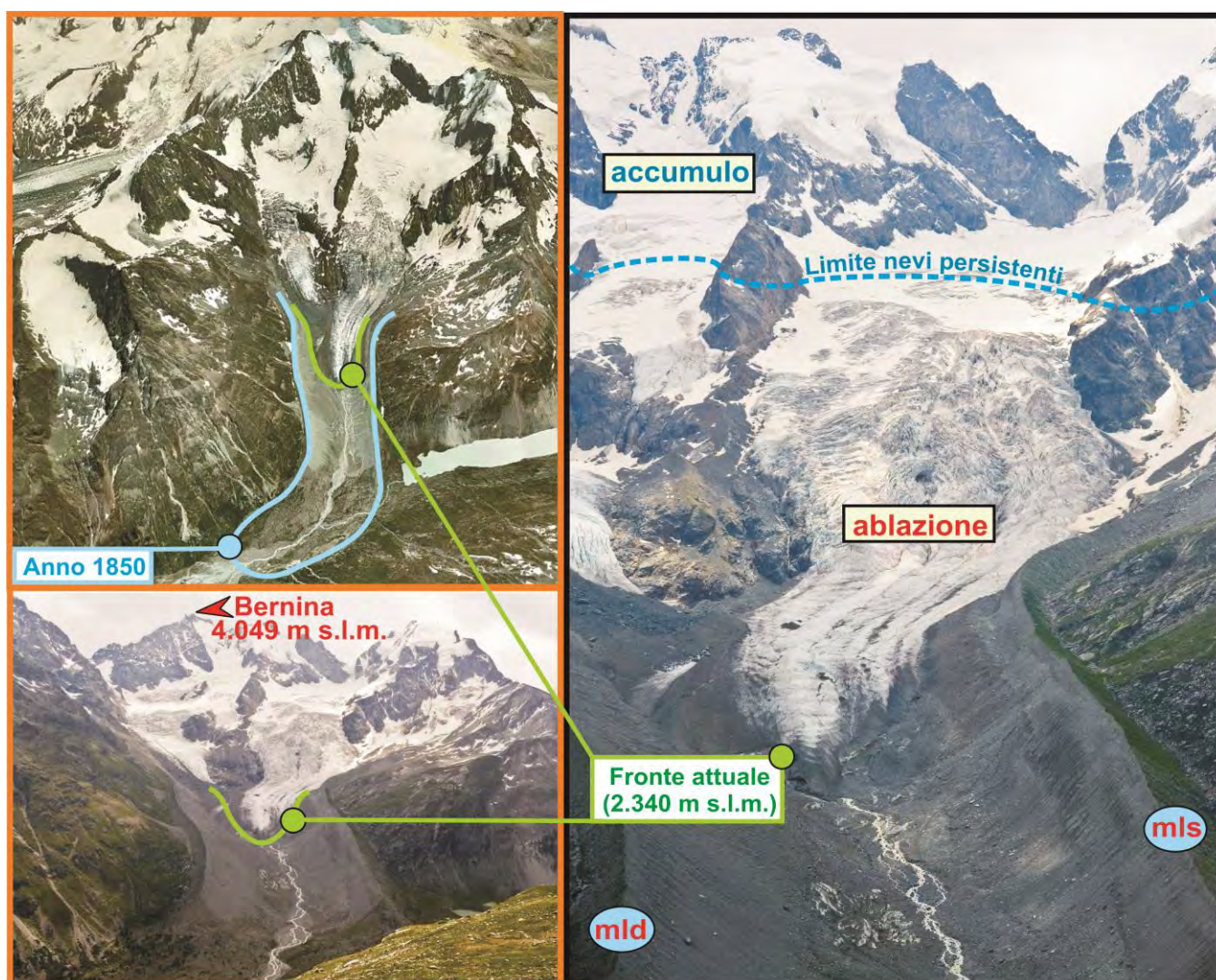
Il detrito morenico quindi è per nulla classificato, cioè caratterizzato da una elevata eterogeneità granulometrica (**fig. 2.27**). Accanto a massi di grandi dimensioni sono presenti ghiaie delle varie pezzature, insieme a sabbie e a materiali decisamente più fini come il silt (limo). I clasti di maggiori dimensioni, almeno quelli centimetrici (ben distinguibili ad occhio nudo), diversamente da quelli che hanno subito un trasporto fluviale, presentano inoltre spigoli vivi e con forme molto irregolari.

Questa estrema eterogeneità granulometrica rende gli accumuli morenici piuttosto instabili e facilmente erodibili e poco o nulla adatti per le fondazioni dei fabbricati. In alcuni casi le acque dilavanti asportano facilmente la componente formata dai detriti più fini; quindi rimangono in situ cumuli dei detriti più grossolani, a formare substrati molto permeabili, caratterizzati da scarsa ritenzione idrica e quindi difficilmente colonizzabili da parte della vegetazione.



Fig. 2.27 - Lungo una strada, la cui costruzione ha comportato il taglio di un versante sul quale è depositata una morena, è possibile osservare, in dettaglio, la composizione granulometrica del materiale depositato da un antico ghiacciaio. Un masso di dimensioni metriche si trova insieme a clasti delle dimensioni della ghiaia e ad altri materiali decisamente più fini (sabbia e limo).

SCHEDA 2.3 - Il ghiacciaio Roseg (Massiccio del Bernina - Svizzera).



Ghiacciaio del massiccio del Bernina. La cui punta massima raggiunge i 4.049 m s.l.m. , circa 1.000 m più alta del limite delle nevi persistenti, al di sopra del quale le condizioni climatiche consentono l'accumulo del ghiaccio che alimenta la lingua di ablazione che giunge, con il suo fronte attuale, all'altitudine di poco più di 2.300 m s.l.m. Sono riconoscibili la **morena laterale destra (mld)** e la **morena laterale sinistra (mls)**, evidenziate con linee azzurre in alto, a sinistra, depositate durante la piccola era glaciale che ebbe termine intorno all'anno 1850. A valle della linea delle nevi persistenti il ghiaccio scende su un versante più ripido e si spacca in crepacci. Scendendo ancora, verso il fronte, il ghiaccio è più sporco, in alcuni punti molto scuro, in quanto è quello più vecchio, quello che ha effettuato il percorso più lungo e quindi il più carico di materiali detritici (morenici).

SCHEDA 2.4 - Il ghiacciaio Morteratsch (Massiccio del Bernina - Svizzera).



Dalla vetta (4.049 m s.l.m.) al fronte attuale (2.020 m s.l.m.) il ghiacciaio è lungo 6,4 km, copre una superficie di 15,3 km² ed occupa un volume di 1,2 km³. Sono ben evidenti le morene laterali che segnano i limiti dell'espansione al termine della piccola era glaciale (1450 ÷ 1850). Molto più esteso doveva essere il ghiacciaio 9.000 anni fa, alcune migliaia di anni dopo il termine dell'ultima grande glaciazione quaternaria.

3 - MODELLAMENTO DEI VERSANTI

3.1 - Non solo acqua

L'acqua (liquida o ghiaccio) è il principale agente del **disfacimento meteorico**, cioè *l'insieme delle modificazioni fisiche (prevalentemente meccaniche) e chimiche che subisce una roccia al contatto con gli agenti atmosferici*. L'insieme delle modificazioni fisiche costituisce la **disgregazione**, mentre l'insieme delle modificazioni chimiche costituisce l'**alterazione** (*soluzione, processi aloclastici, idratazione, idrolisi,...*), molto importante nelle zone con clima caldo, in quanto le elevate temperature favoriscono i processi di trasformazione chimica dei materiali. Gran parte dei processi di degradazione (*erosione, esarazione, crioclastismo o gelivazione,...*) sono dovuti alla presenza di acqua liquida o solida. Il disfacimento meteorico viene così detto perché dipende dalle condizioni climatiche. In ambienti con clima temperato prevale l'azione dell'acqua liquida; in quelli con clima freddo prevale il ghiaccio.

Nei climi secchi la maggior parte dei fenomeni di disgregazione e di alterazione legati alla presenza di acqua sono assenti o quasi. Nei climi aridi si manifestano importanti fenomeni di disfacimento meteorico in assenza di acqua, ma che possono manifestarsi, più o meno intensamente, anche nei climi umidi. Nel modulo cinque sono considerati anche i **processi biologici**, che contribuiscono in modo importante alla demolizione dei materiali della crosta terrestre. Tutti questi processi (fisici, chimici e biologici) sono i cosiddetti **agenti esogeni** perché agenti dall'esterno (**epigeni**); essi pertanto vengono distinti dagli **agenti endogeni**, che agiscono dall'interno (**ipogeni**) della crosta terrestre.

3.2 - I processi termoclastici

I processi termoplastici comportano il disfacimento delle rocce per dilatazione e contrazione dei materiali a causa delle escursioni termiche diurne. In questi processi non è compresa la formazione di fessure delle lave per contrazione delle masse effuse durante il raffreddamento, ma la dilatazione e contrazione delle rocce per le variazioni di temperatura dovute al riscaldamento per l'insolazione diurna (dilatazione) ed al raffreddamento per l'irradiazione notturna (contrazione). Tali fenomeni sono più accentuati nei climi secchi e sui versanti montani esposti a Sud, caratterizzati da forti escursioni termiche, dove la temperatura dell'aria diminuisce notevolmente durante le notti con cielo sereno ed aumenta considerevolmente con la forte insolazione.

Le dilatazioni e le contrazioni comportano la formazione di fessure sempre più ampie e la riduzione dei materiali in frammenti più piccoli. Talora la fessurazione si manifesta su superfici di minor resistenza, come nel caso di rocce stratificate o molto fratturate; in tali casi avviene una *sfogliazione*, cioè le rocce si disgregano con distacco di frammenti a forma di "squame", simili alle foglie della cipolla (*fessurazione cipollare o squamosa*). Un altro fenomeno termoclastico è l'*esfogliazione granulare*, che riduce la roccia a sabbia; essa agisce soprattutto su rocce composte da numerosi minerali caratterizzati da coefficienti di dilatazione diversi. Sulle pareti rocciose ripide, ben esposte al sole, il

forte riscaldamento diurno ed il forte raffreddamento notturno (soprattutto in estate, anche nelle nostre zone alpine), i processi termoclastici sono molto accentuati. Nell'inverno possono essere molto efficaci il crioclastismo ed altri processi di disgregazione, come l'erosione della pioggia battente. Tutti contribuiscono alla produzione di materiali detritici che si accumulano ai piedi delle pareti, formando accumuli di **detriti di falda** (figg. 3.1 e 3.2), costituiti da frammenti irregolari come dimensioni e forma e con spigoli vivi (al contrario dei ciottoli fluviali che presentano invece spigoli arrotondati).

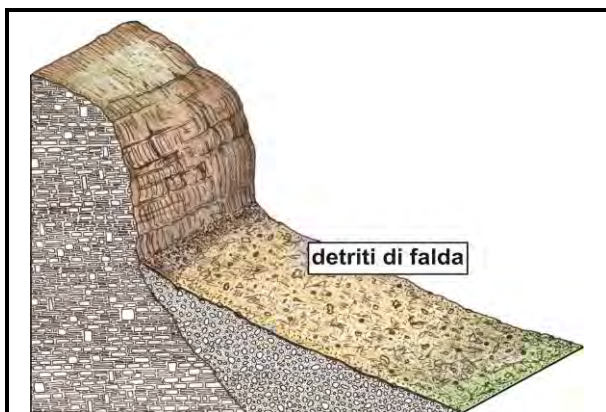


Fig. 3.1 - Ai piedi di ripide pareti si accumulano i **detriti di falda**, dovuti alla degradazione delle rocce e costituiti da frammenti con spigoli vivi e con forma e dimensioni molto diverse.

3.3 - Paesaggi disegnati dal vento

La degradazione meteorica (nei climi asciutti, soprattutto il termoclastismo) è causa della frammentazione delle rocce in massi, ciottoli e grani fino alle dimensioni della sabbia; essi

possono essere movimentati dal vento. La loro asportazione viene detta *deflazione*, molto efficace nelle zone dove è assente la vegetazione. Con il tempo questo processo può “abbassare” intere superficie formando depressioni o *bacini di deflazione*. Molti di questi hanno scarsa profondità, ma alcuni (Qattara in Egitto) sono profondi diversi decametri.



Fig. 3.2 - Ai piedi di ripide pareti montuose, a causa dei processi di disfacimento (soprattutto *crioclastismo* e *termoclastismo*) si formano potenti accumuli di materiali (**detriti di falda**), talora con aspetto di conoidi molto evidenti.



Fig. 3.3 - Nei deserti (nelle foto è rappresentato quello di Akalus, in Libia) l'azione eolica è il principale agente modellatore del paesaggio. Interessante e curiosa è la formazione di colonne rocciose. Alla base l'attrito del terreno riduce la velocità del vento con formazione di vortici. I grani di sabbia vengono scagliati in maggior numero nella parte inferiore, dove la corrosione è maggiormente pronunciata. In alto il numero di urti dovuti alle particelle trasportate dal vento è minore.

Il vento è un agente importante della trasformazione del paesaggio, soprattutto nelle zone aride (*azione eolica*). Molte superfici desertiche sono costituite da rocce denudate dal vento; esse sono coperte di massi e ciottoli troppo grandi per essere trasportati; i deserti di questo tipo sono chiamati *reg*. Ai livelli più bassi, le particelle trasportate dal vento urtano contro le superfici esercitando nei confronti di esse una erosione per effetto degli urti delle particelle (**corrosione**) e determinando la formazione di superfici lisce e bordi taglienti. Le parti più basse delle pareti e delle colonne rocciose vengono logorate con formazione di nicchie e scanalature in corrispondenza dei materiali meno resistenti (**fig. 3.3**).

Il vento sposta i grani di sabbia facendoli avanzare sul terreno. Durante le tempeste vengono spostate grandi masse di sabbia. Questa si deposita formando piccole increspature o creste, oppure si accumula formando **dune**, con forma a mezzaluna (*barcana*; **fig. 3.4**), con le punte spostate in avanti dal vento. Le dune possono raggiungere altezze di una decina di metri, ma in alcuni casi, come in Arabia meridionale, superano i trenta metri. Dune in miniatura si formano nelle più ampie spiagge del Mediterraneo. La sabbia si accumula a ridosso di ostacoli; in tal modo si innesca il processo di formazione della duna che cresce man mano che il vento trasporta altra sabbia; questa viene prima trasportata sul pendio per cadere, oltre il suo margine più elevato, lungo la porzione sottovento, dove i vortici mantengono una ripida parete. L'intera massa quindi si sposta lentamente in avanti.

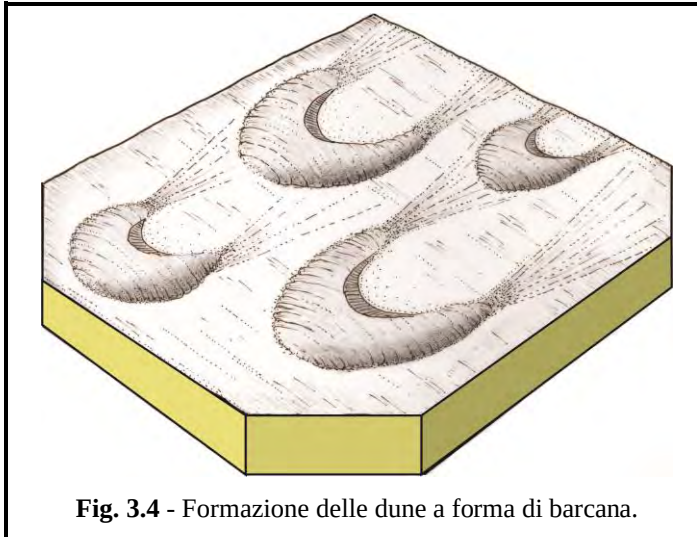


Fig. 3.4 - Formazione delle dune a forma di barcana.

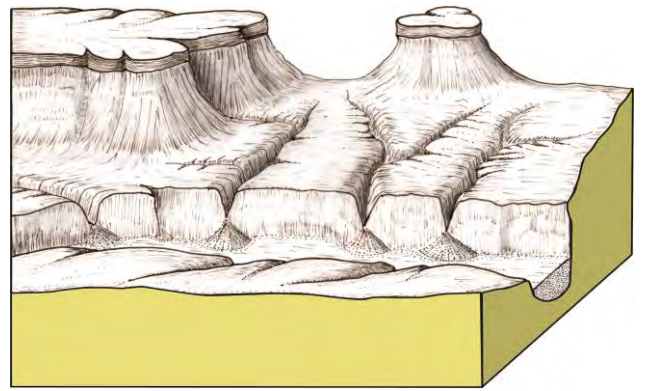


Fig. 3.5 - Paesaggio tipico di climi aridi in cui l'acqua rimane comunque ancora protagonista nel formare il rilievo. In alto a sinistra è evidente un altopiano (*mesa*) caratterizzato da materiali più resistenti alla degradazione meteorica.

Nelle zone con climi aridi, in cui la carenza o assenza di acqua non consente lo sviluppo di una copertura vegetale, le forme del paesaggio presentano caratteristiche spesso molto diverse rispetto alle aree con climi umidi. Tuttavia molti di questi paesaggi sono anche il risultato dell'azione dell'acqua. In alcuni casi vi sono forme prodotte da torrenti che si formano in seguito a rari ma intensi acquazzoni. In altri casi tali forme (più antiche) sono dovute alle acque superficiali di un periodo precedente più umido. La **fig. 3.5** mostra profonde incisioni dovute all'acqua che scorre soltanto in occasione di rovesci temporaleschi. Il materiale viene trasportato e depositato, sotto forma di coni detritici, sul fondo di un *canyon*, dai ripidi fianchi e nel quale l'acqua non è perenne. Nella maggior parte dei casi i *canyon* sono asciutti, ma saltuariamente con portate di piena molto elevate e con un notevole carico solido che viene trascinato a valle.

3.4 - La gravità

I processi di degradazione fisica e di alterazione chimica sono responsabili della frammentazione e trasformazione delle rocce affioranti. Il materiale alterato e disgregato (di copertura) può essere successivamente rimosso grazie ai *processi di denudazione*, tanto più efficaci quanto più ripide sono le superfici. Talvolta accade che in tali processi, oltre al materiale di copertura, vengano coinvolte anche le porzioni più superficiali della roccia sottostante non ancora sottoposta al disfacimento. Questi processi sono responsabili del *modellamento dei versanti* (cioè dei pendii dei rilievi). Essi sono causa dell'abbassamento delle alture (degradazione) e del colmamento delle bassure (*aggradazione* o *accumulo*). Molti processi della degradazione sono già trattati nei precedenti capitoli del presente modulo. Per quanto riguarda i processi di denudazione è utile la distinzione tra quelli in cui operano principalmente agenti di trasporto come l'acqua o il vento e quelli in cui opera soprattutto la **gravità**.

I materiali prodotti dalla disgregazione di una parete rocciosa si staccano e precipitano accumulandosi al piede formando una **falda detritica** (**figg. 3.2 e 3.6**), una fascia di detrito con superficie inclinata. Su di essa i frammenti di roccia possono rotolare; in genere quelli di maggiori dimensioni arrivano più in basso. Le dimensioni della falda dipendono da numerosi fattori quali soprattutto l'inclinazione e le dimensioni e forma dei frammenti (**fig. 3.7**); questi a loro volta dipendono dalla struttura e composizione della roccia che costituisce la parete che, nella maggior parte dei casi, tende ad assumere una pendenza via via meno accentuata (**fig. 3.8**).

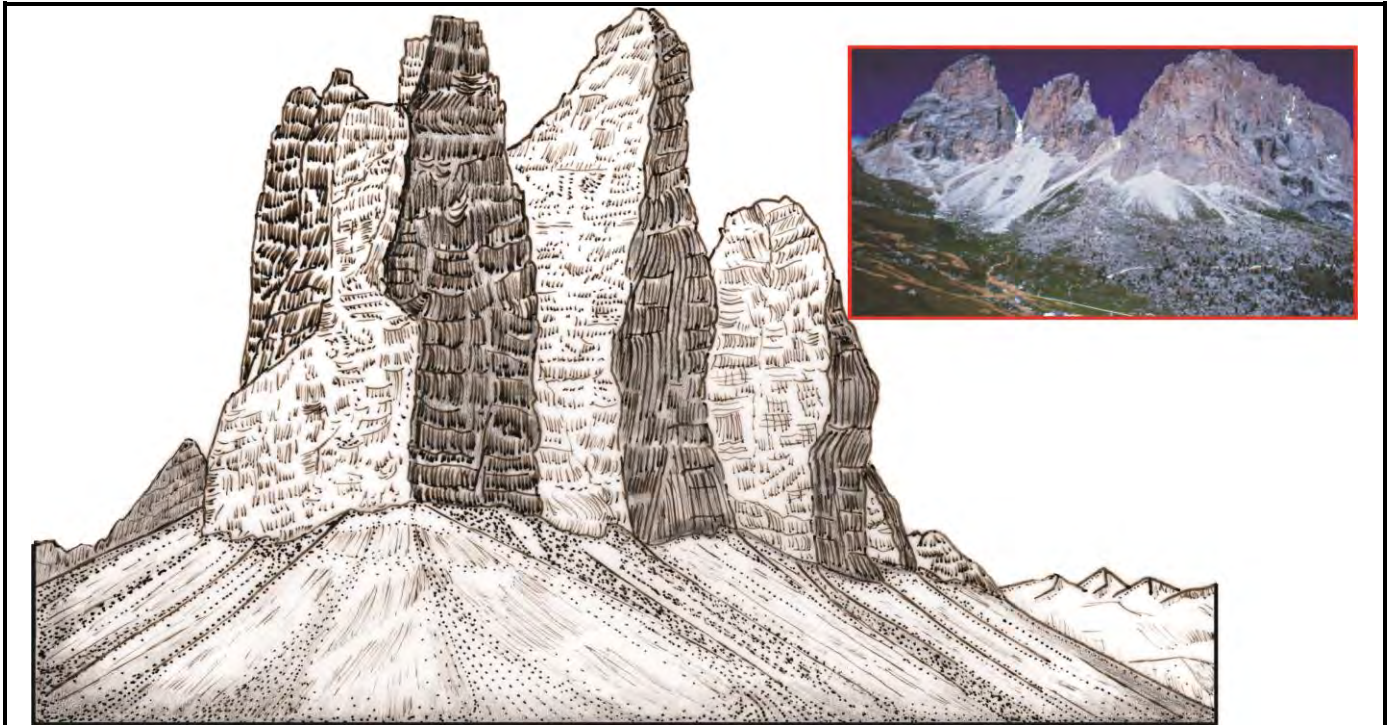


Fig. 3.6 - Ai piedi di pareti rocciose alte e ripide (es. le Tre Cime di Lavaredo - Dolomiti) si accumulano **falde detritiche** talvolta di notevole spessore. Nella foto il paesaggio è ripreso da valle, mentre nel disegno è rappresentato da monte.

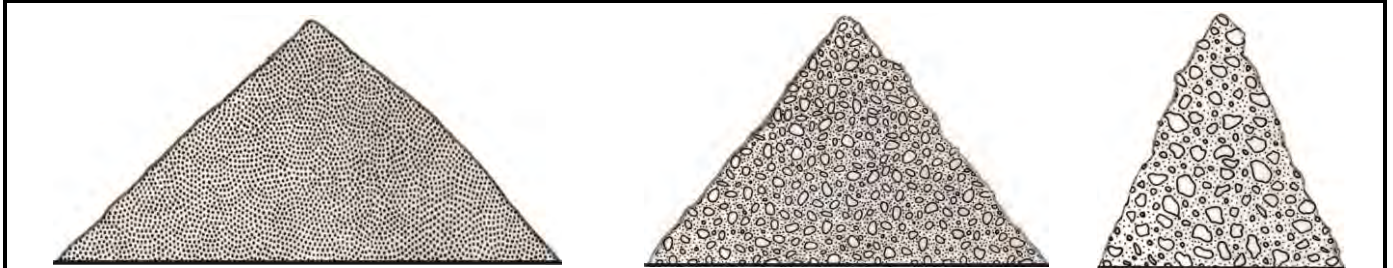


Fig. 3.7 - L'angolo di riposo dei detriti cresce all'aumentare delle dimensioni dei clasti.

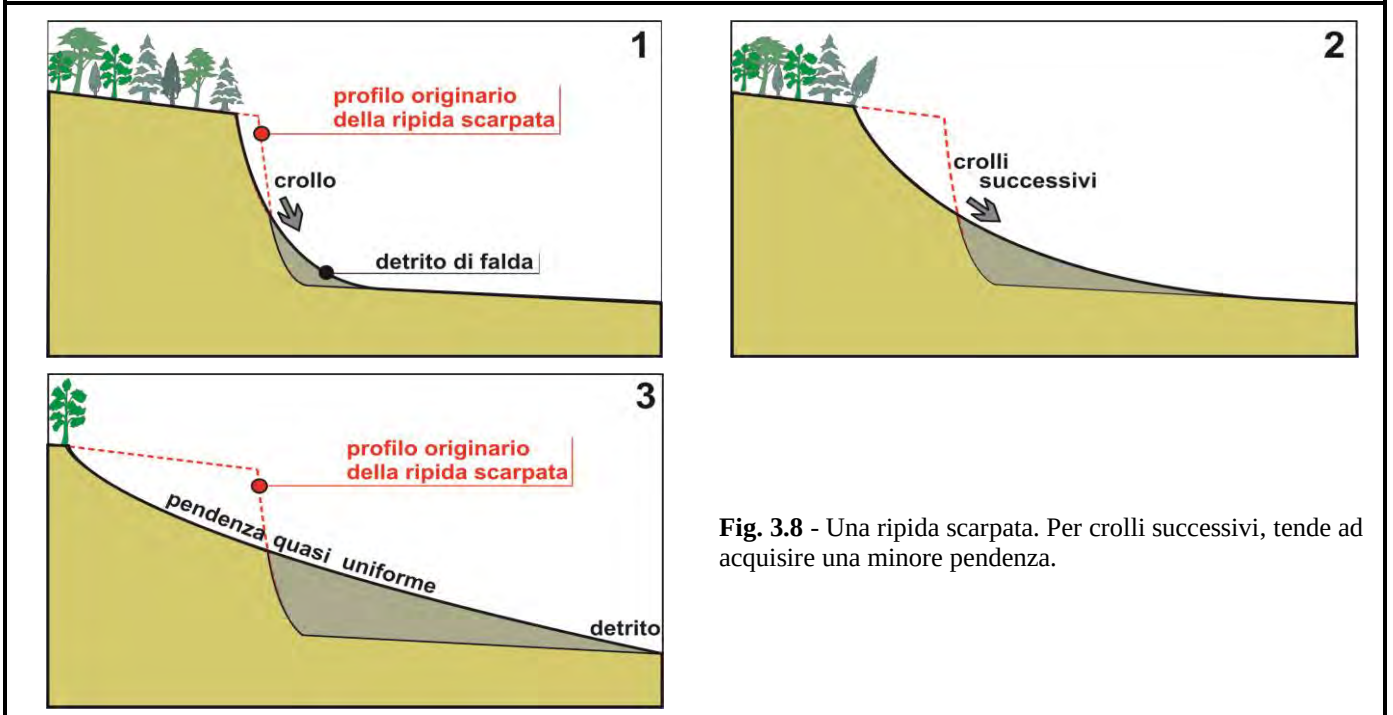


Fig. 3.8 - Una ripida scarpata. Per crolli successivi, tende ad acquisire una minore pendenza.

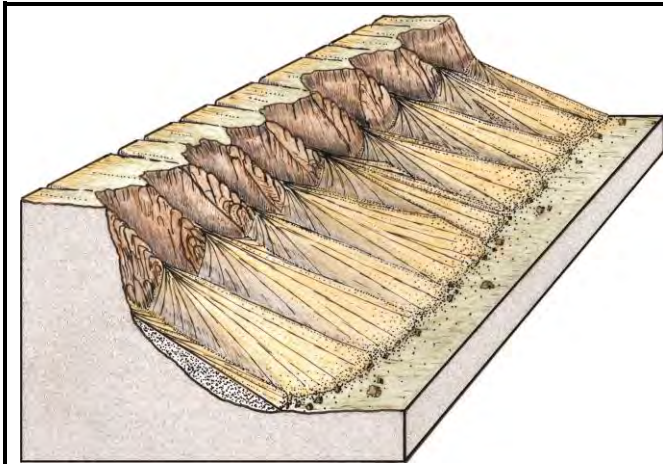


Fig. 3.9 - Accumulo di conoidi detritici ai piedi di canaloni disposti lungo una parete rocciosa.



Fig. 3.10 - Una parete ripida rocciosa (esposta a Sud), in alta montagna, presenta le condizioni adatte per intensi fenomeni di

disfacimento meteorico, quali pioggia battente e ruscellamento, ma soprattutto per frammentazione causata dal crioclastismo e dal termoclastismo ed in parte per l'azione delle valanghe. I materiali, mossi per gravità verso il basso, si accumulano sotto forma di conoidi (in basso ed al centro) e falde (a destra) che, in questo caso, contribuiscono a riempire un lago alpino di origine glaciale (circo).

Quando il detrito precipita dalle pareti lungo una rientranza o un canale, si formano accumuli dalla forma particolare, detti **conoidi detritici**, simili, per certi aspetti, ai conoidi alluvionali. La **fig. 3.9** mostra una grande accumulazione detritica formata da un insieme di conoidi adiacenti e parzialmente sovrapposti, dovuti al materiale precipitato da una lunga parete rocciosa con superficie solcata da canali lungo i quali avvengono la maggior parte dei crolli.

In montagna conoidi e falde detritiche possono essere coperti da neve e ghiaccio per buona parte dell'anno; in tali situazioni quando il detrito precipita al piede delle pareti, scivola e giunge in basso più facilmente (**fig. 3.10**). In estate i rovesci temporaleschi provocano scorrimenti d'acqua sulle pareti concentrandosi in corrispondenza dei canali; si formano così improvvisi e tumultuosi torrenti che, una volta giunti sul detrito, ne possono rimuovere una parte per trascinarlo e depositarlo più in basso, dove diminuisce la pendenza. Tali fenomeni complicano la morfologia delle falde e dei conoidi e contribuiscono a diminuire l'inclinazione delle loro superfici.

3.5 - Le frane

Le frane sono tutti i fenomeni di caduta e di movimenti di masse rocciose e di materiali sciolti come effetto prevalente della gravità. Esse comportano trasformazioni importanti del paesaggio e costituiscono rischi anche gravi per le persone e per le opere (**fig. 3.11**). Per tale ragione sono oggetto di studi approfonditi per evitare o limitare i danni da esse prodotti e soprattutto per prevenire, per quanto possibile, nuove frane.

La **fig. 3.12** mostra una frana in cui è possibile distinguere tre zone: *distacco*, *movimento*, *accumulo*. La zona di distacco, dopo il movimento, si presenta incavata nel versante e delimitata a monte da una scarpata (*nicchia di distacco*). In molti casi non c'è una vera e propria zona di scivolamento, cioè non è sufficien-

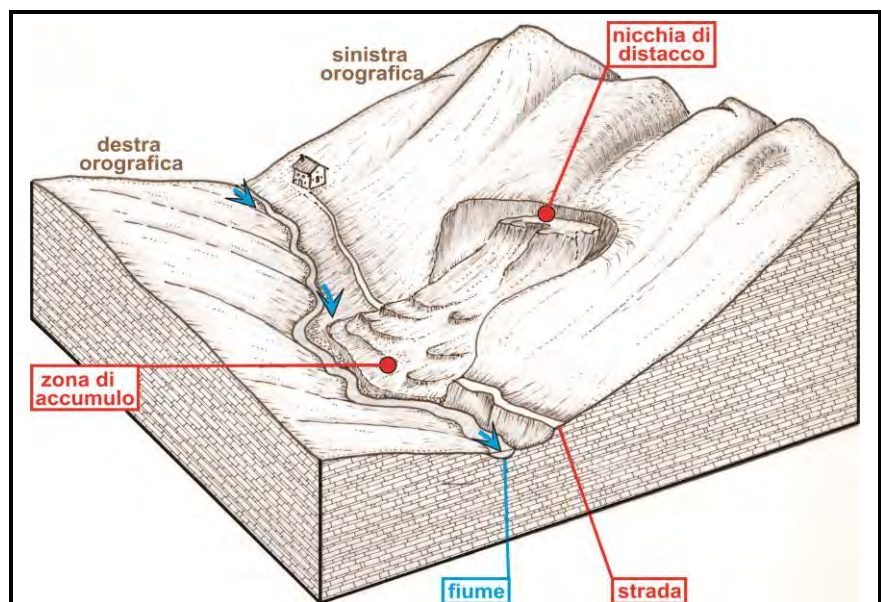


Fig. 3.11 - Il versante sinistro della valle presenta pendenze accentuate. In seguito ad intense e prolungate piogge, i materiali superficiali, appesantiti dall'acqua, sotto l'azione della gravità, sono franati interrompendo una strada.

temente estesa; quando presente, si riconosce, analogamente a quella di distacco, come area incavata nel versante, sulla cui superficie è possibile individuare i segni dello scorrimento. Nella zona d'accumulo il materiale si presenta in genere con una disposizione caotica e costituito da frammenti angolosi di forma e dimensioni assai variabili, oppure in grandi blocchi accatastati. L'accumulo può formarsi sul versante, poco a valle del distacco; talvolta il materiale, se possiede

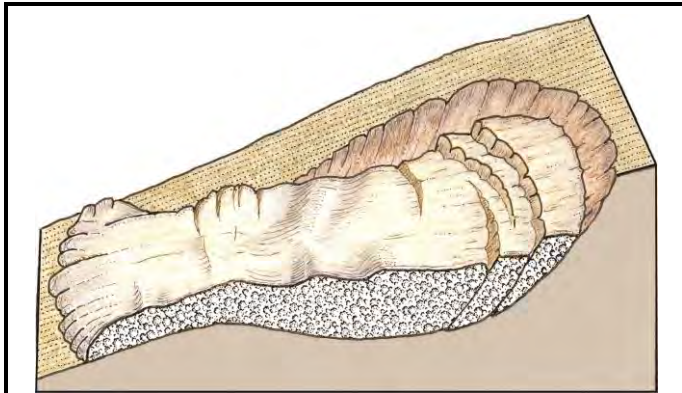


Fig. 3.12 - In una frana si possono osservare una *zona di distacco* (in alto a destra), una *zona di scivolamento* ed una *zona di accumulo* (in basso a sinistra).

sufficiente energia, scende fino al piede del versante formando un *cono di frana*. In certi casi l'accumulo si forma ancora più lontano dal distacco, in un'area di maggiori estensioni, che si presenta come una superficie irregolare con dossi e conche; in queste può accumularsi acqua formando *laghetti di frana*.

Una frana può staccarsi da un versante ed acquisire sufficiente energia cinetica (in rapido movimento) da consentire al materiale di giungere non solo ai piedi del versante stesso, ma di occupare la valle, formando una diga naturale che consente l'accumulo di acqua e formazione di un *lago di sbarramento per frana*. Se il materiale possiede ancora più energia, può superare il fondo valle, con formazione dell'accumulo addirittura sul versante opposto a quello in cui è avvenuto il distacco.

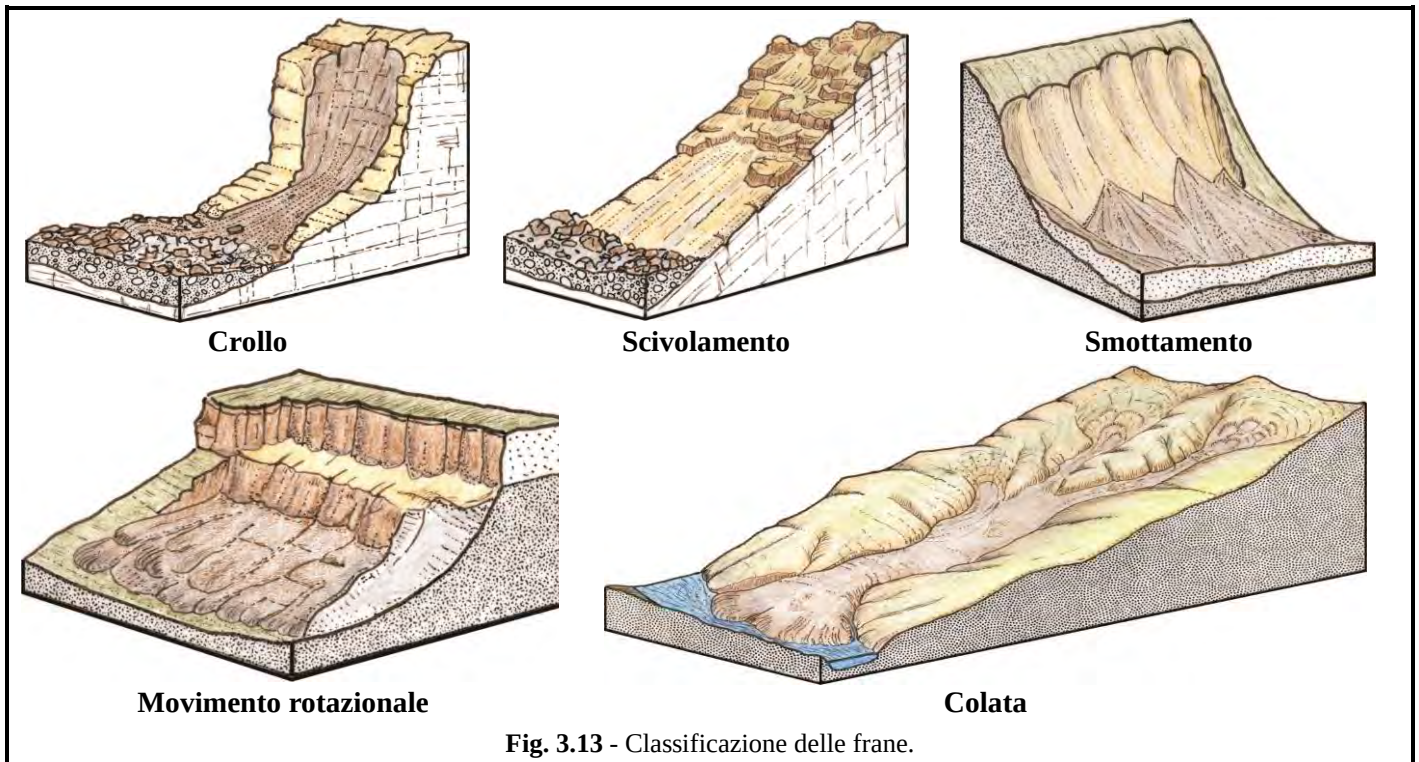


Fig. 3.13 - Classificazione delle frane.

Le frane possono si classificano in base a criteri diversi, fra i quali la natura dei materiali, il tipo e le modalità del movimento, frequenza e durata dei fenomeni, cause, ecc... La **fig. 3.13** propone una classificazione semplificata:

- **frane di crollo** (*rock falls*); si verificano a causa di un distacco improvviso di masse rocciose da pareti ripide; nel movimento iniziale prevale la componente verticale;
- **frane di scivolamento o di slittamento** (*rock slides*); si manifestano su una superficie di discontinuità più o meno inclinata. I movimenti sono favoriti dalla presenza di strati argillosi resi scivolosi dall'acqua penetrata in profondità (**fig. 3.14**);
- **Smottamenti**; piccole frane, in genere superficiali, in materiali incoerenti o resi tali per imbibizione di acqua;
- **frane con movimento rotazionale** (*slumps*); si verificano a causa della formazione di superfici di taglio curve entro materiali poco coerenti quando viene superata la resistenza al taglio dei materiali stessi;

- **frane per colamento o colate**; prodotte da ammolimento di masse argillose ad opera dell'acqua; il movimento è fluido/viscoso, con scarsa velocità; le grosse colate che interessano il terreno in profondità e che si presentano come lingue in piccole valli, contribuiscono in modo molto importante al modellamento del paesaggio; frane di questo tipo più superficiali, dal contorno poco definito, che mantengono i versanti instabili, sono dette “*lame*”.

Fig. 3.14 - Il modellamento della superficie terrestre avviene anche e soprattutto per l'insieme di numerosi piccoli movimenti di terra, come nel caso di questo scivolamento di materiali dovuto all'incremento di peso della coltre detritica (suolo) a seguito di abbondanti precipitazioni.

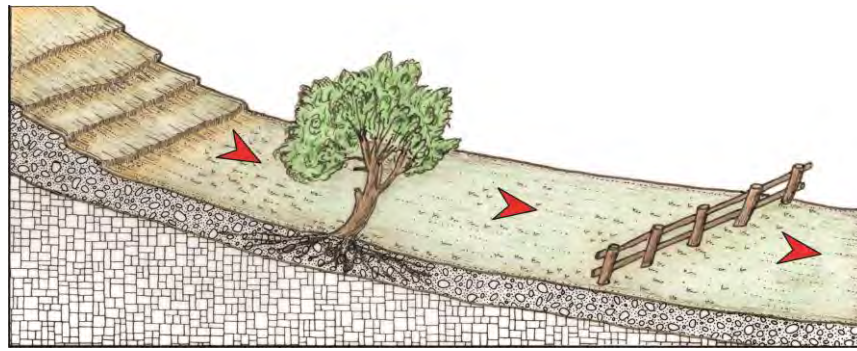


Fig. 3.15 - L'inclinazione di staccionate e di alberi è conseguenza di lenti movimenti che possono interessare una superficie lievemente inclinata.

Molte frane presentano caratteri che possono appartenere a più di un tipo fra quelli sopra descritti; esse vengono dette *frane di tipo misto*. Inoltre a questi movimenti bisogna aggiungere altre forme di modellamento dei versanti:

- **Soliflusso** (*creeping*). Colamento lento di una massa fluida molto viscosa in versanti anche poco ripidi. Il movimento è favorito da materiali argillosi e limosi imbevuti d'acqua a causa della pioggia o del disgelo. Interessa interi versanti argillosi collinari o ampie aree montane sopra il limite superiore degli alberi in ambiente periglaciale (il termine soliflusso viene infatti frequentemente sostituito da *geliflusso*).
- **Reptazione** (*soil creep*). Movimento “strisciante”, molto lento, risultato complessivo di un insieme di movimenti parziali (dovuti a cause diverse) degli elementi costituenti il mantello detritico che si muove sulla roccia sottostante. Interessa uno strato superficiale, reso evidente dalla forma incurvata dei fusti arborei (**fig. 3.15**). Il movimento è dovuto all'imbibizione ed al disseccamento, al termoclastismo ed al crioclastismo, alle azioni degli animali (in particolare invertebrati e roditori che scavano gallerie nel suolo).
- **Valanghe**. Franamenti di neve su un pendio, per certi aspetti simili alle frane, con possibilità di distinzione delle zone di distacco, discesa ed accumulo. Contribuiscono, talora anche in modo importante, al modellamento dei versanti. Nelle *valanghe di roccia*, insieme alla neve, è presente un carico abbondante di materiali rocciosi; si verificano quando una frana rocciosa coinvolge nel movimento accumuli di neve che si trovano a valle. Le *frane di ghiaccio* sono crolli di masse gelate che coinvolgono anche materiali rocciosi; si manifestano su un ripido pendio coperto da un ghiacciaio e possono dar luogo ad accumuli di ghiaccio e morena che precipitano verso valle. In alcuni casi dal fronte sospeso di un ghiacciaio si staccano blocchi, anche di grandi dimensioni (*cadute di seracchi*), che si accumulano ai piedi delle pareti in mucchi caotici di massa gelata, più o meno ricca di frammenti di roccia. Le valanghe, quando il materiale che le costituisce è principalmente costituito da neve (*slavine*), sono causate da fattori diversi. Elevati spessori della neve (per precipitazioni abbondanti, oppure per concentrazione dalla neve che si accumula ai piedi di ripide pareti) comportano pesi eccessivi, diventando instabili. Tali fenomeni sono favoriti da elevate inclinazioni, tanto che spesso le slavine si verificano lungo ripidi canaloni nei quali vi sono le condizioni per

accumuli di neve. Importanti sono le condizioni delle masse gelate; la neve bagnata e quella farinosa sono più valangose di quella gelata; inoltre il distacco è favorito dalla stratificazione di tipi di neve con caratteri diversi (per es. uno strato di neve farinosa “scivola” facilmente su neve ghiacciata). Infine i fenomeni valanghivi sono ampiamente favoriti dalla mancanza di vegetazione, soprattutto arbustiva ed arborea.

Sistema di valutazione del pericolo di slavine.			
Scala del pericolo		Stabilità del manto nevoso	Probabilità di distacco delle valanghe
1	Debole	Manto nevoso, in generale, ben consolidato, o a debole coesione, senza tensioni	Distacco generalmente possibile solo con forte sovraccarico su pochissimi punti sui pendii più ripidi. Possibili scaricamenti e piccole valanghe spontanee.
2	Moderato	Manto nevoso moderatamente consolidato su alcuni pendii ripidi; per il resto è ben consolidato.	Distacco possibile soprattutto con forte sovraccarico sui pendii più ripidi. Non sono da aspettarsi grandi valanghe spontanee.
3	Marcato	Consolidamento del manto nevoso da moderato a debole su molti pendii ripidi.	Distacco possibile, soprattutto sui pendii più ripidi. In alcune situazioni sono possibili valanghe spontanee di media grandezza e, in singoli casi, anche grandi valanghe.
4	Forte	Manto nevoso debolmente consolidato sulla maggior parte dei pendii ripidi.	Distacco probabile con un debole sovraccarico su molti pendii ripidi. In alcune situazioni sono da aspettarsi molte valanghe spontanee di media grandezza e anche grandi.
5	Molto Forte	Manto nevoso, in generale, debolmente consolidato e per lo più instabile.	Probabili molte grandi valanghe, anche su terreno moderatamente ripido.



Il **bollettino nivometrico** è fornito da diversi servizi meteorologici. È lo strumento che fornisce un quadro sintetico dell'innnevamento e dello stato del manto nevoso. Indica il pericolo di valanghe in un determinato territorio e, sulla base delle previsioni meteorologiche, la possibile evoluzione del manto nevoso per l'immediato futuro al fine di prevenire incidenti derivanti dal distacco di valanghe. La **scala del pericolo** è suddivisa in cinque gradi di pericolosità crescente da 1 a 5. La progressione della scala non è lineare; il grado di pericolo 3, pur trovandosi al centro

non rappresenta un grado di pericolo medio ma una situazione già critica.

In generale le cadute ed i movimenti di materiali dovuti all'azione della gravità dipendono dall'equilibrio fra il peso dei materiali stessi e l'attrito sulla superficie di distacco e di scivolamento. Tale equilibrio dipende dall'angolo di inclinazione del pendio; a parità di attrito, maggiore è la pendenza, minore è il peso necessario a determinare il movimento. Importante è la coerenza dei materiali e la copertura vegetale (che contribuisce alla stabilità). I materiali possono essere distinti nelle seguenti categorie:

- *rocce coerenti*, quelle che rimangono tali indipendentemente dal fatto che siano o meno imbevute d'acqua (come le rocce compatte, prive di fratture);
- *rocce pseudocoerenti*, come per esempio argille e limi, che si comportano come coerenti quando sono asciutte e come incoerenti quando sono imbevute d'acqua;
- *rocce semicoerenti*, fornite di deboli leganti cementizi come le molasse (costituite da grani di sabbia poco cementati e piuttosto friabili), i tufi vulcanici (composti da frammenti di diverse dimensioni che possono più o meno facilmente staccarsi gli uni dagli altri), le masse fessurate (poco “solide” perché ricche di fratture),...
- *rocce incoerenti*, formate da elementi liberi come sabbie, ghiaie, cumuli detritici,...

In funzione delle caratteristiche dei materiali, del loro peso e dell'inclinazione del versante si può avere equilibrio per cui non si manifestano movimenti. Se l'equilibrio è di per sé precario, diversi fattori possono innescare i fenomeni franosi.

- **Aumento del peso.** Può essere determinato dall'acqua; per esempio una sabbia grossolana ha peso specifico pari a $1,3 \div 1,5 \text{ kg/dm}^3$ quando asciutta, ma arriva a valori intorno a $1,7 \text{ kg/dm}^3$ se bagnata. In seguito a piogge intense, si verifica un aumento del peso di un materiale inizialmente in riposo e di conseguenza, un movimento franoso. Un effetto analogo può essere provocato dalla costruzione di un edificio in grado di esercitare un notevole incremento di peso.
- **Aumento dell'inclinazione del versante.** Può verificarsi a causa dell'erosione al piede per l'azione di acque correnti, delle onde del mare,... o per intervento dell'uomo (per es. con rischi elevati nella esecuzione di scavi o di rilevati senza controlli della stabilità dei versanti in funzione dell'inclinazione degli stessi).
- **Diminuzione della coesione** (e di resistenza al taglio). È normalmente indotta dalle acque sotterranee che provocano la soluzione delle sostanze che fungono da cemento, soprattutto nelle rocce semicoerenti. Talora l'acqua causa l'ammollimento di strati argillosi e quindi la diminuzione della coesione con quelli su cui poggiano o che li sovrastano.

Importanti sono i processi termoclastici e crioclastici che provocano fessure e spaccature anche in rocce coerenti. Infine l'acqua di percolazione (che filtra nel terreno soprattutto in occasione di abbondanti piogge) agisce da lubrificante in corrispondenza delle superfici di contatto fra strati di composizione diversa; in questo caso vi è *diminuzione di attrito*, cioè diminuzione della superficie di aderenza tra materiali già in precario equilibrio ed il substrato roccioso. Il *sovraccarico naturale* è responsabile di un aumento del peso dei materiali a causa dell'accumulo su di essi di detriti dovuti a frane che si staccano da porzioni a monte dello stesso versante. Può accadere che in aree caratterizzate da antiche frane stabilizzate, l'equilibrio venga modificato per sovraccarico causato dal distacco di nuove frane.

La distruzione delle alture ed il colmamento delle bassure sono conseguenza di fenomeni naturali che caratterizzano normalmente la superficie terrestre, determinando un'evoluzione continua del paesaggio. Essi fanno parte della storia del nostro pianeta e con essi l'uomo ha sempre dovuto confrontarsi per evitare conseguenze, talvolta disastrose, sulle attività economiche e produttive e sulla sicurezza civile. L'uomo stesso, con il disboscamento e con la realizzazione di opere che, in molti casi, sono state causa di degradazione, ha contribuito notevolmente al *dissesto idrogeologico*; questo comprende una serie di fenomeni che, in natura, avverrebbero pur sempre, ma in tempi più lunghi.

SCHEDE 3.1 - Le piramidi di terra

I fenomeni di disfacimento meteorico e gravitativi fin qui studiati sono responsabili della distruzione dei rilievi. Ma tale distruzione comporta anche un modellamento che talvolta assume aspetti particolari e spettacolari. Le **piramidi di terra** sono forme molto pittoresche dovute al dilavamento pluviale su materiali poco coerenti e molto eterogenei come, per esempio, i depositi morenici. Sui pendii costituiti da materiali fini (argilla e sabbia) e contemporaneamente di grosse dimensioni, le acque di pioggia asportano rapidamente la matrice argillosa, isolando in questo modo i massi; questi esercitano un'azione protettiva sul materiale sottostante, analogamente ai massi sulla superficie dei ghiacciai nei confronti dei raggi solari. Con il tempo si viene isolando una sorta di pilastro che rimane protetto dalla azione erosiva della pioggia battente dal masso che lo sormonta come un ombrello. L'erosione sui fianchi al piede del pilastro provoca un ulteriore abbassamento del terreno tutto intorno ed un assottigliamento del pilastro stesso. Il masso diventa successivamente instabile e crolla lasciando la colonna che lo sosteneva sotto l'azione degli agenti atmosferici che, in poco tempo, la distruggono. Esempi caratteristici di piramidi di erosione si trovano presso Rezzago in Valassina (Como), Zone (lago d'Iseo), Ritten (Bolzano), Segonzano (in valle Cembra; Trento; **fig. 3.16**), Villar S. Costanzo (presso Dronero; Cuneo; **fig. 3.17**).

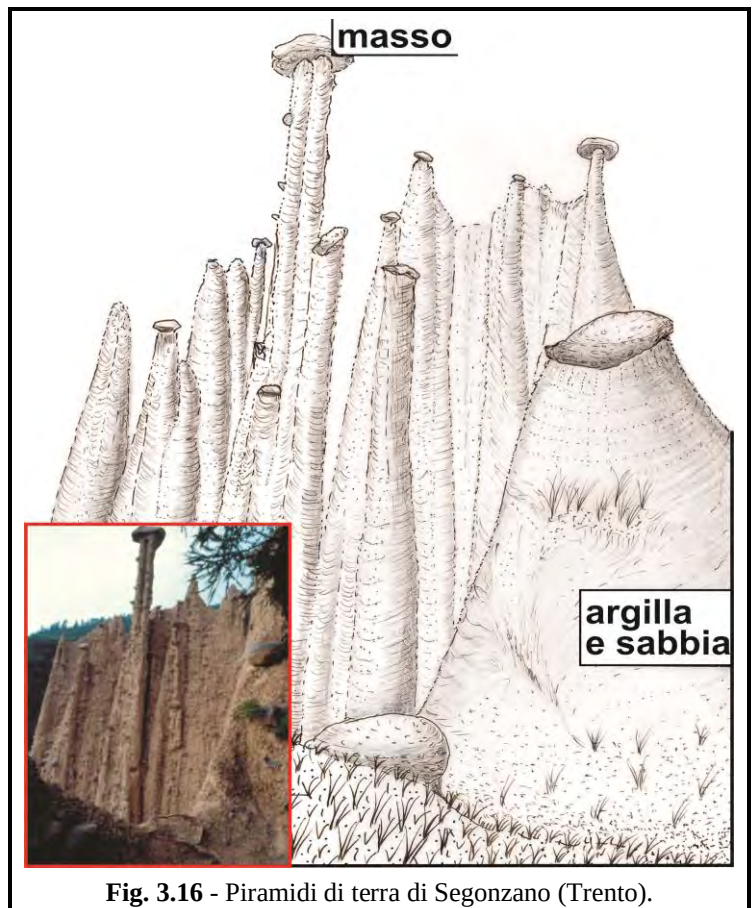


Fig. 3.16 - Piramidi di terra di Segonzano (Trento).

