

# G.O.R. PROTEZIONE CIVILE

---

Corsi formativi generali



---

A cura di Fabio Benigni e Federico Casiraghi

# Sommario

---

<b>Sommario</b>	<b>II</b>
<b>Dinamica dei versanti</b>	<b>1</b>
Fenomeni superficiali	2
Soil creep	2
Soliflusso	2
Erosione superficiale	3
Fenomeni a scala intermedia (frane)	3
Frane di crollo	5
Frane di ribaltamento	6
Frane di scivolamento	6
Frane di espansione	7
Frane di colamento	7
Fenomeni a grande scala	8
Deformazioni gravitative profonde di versante	8
<b>Depositi di versante</b>	<b>9</b>
Detrito di falda	9
Processo di formazione dei detriti	9
Grèzes litèes	12
Definizione	12
Distribuzione	12
Genesi	12
Depositi colluviali	13
Caratteristiche	13
Distribuzione	13
Genesi	14
Colluvie antropico	14
<b>Frane e misure di prevenzione in Italia</b>	<b>15</b>
<b>Bibliografia</b>	<b>17</b>

# Dinamica dei versanti

---

La gravità agisce, direttamente o indirettamente, in ogni processo che tende a trasformare le forme del paesaggio (si pensi all'azione delle acque incanalate o ruscellanti oppure al movimento dei ghiacciai). Esistono processi di evoluzione dei versanti in cui la forza di gravità è una componente essenziale, anche se la sua azione può essere predisposta o amplificata da altri fattori.

Fra i movimenti di versante dovuti essenzialmente alla gravità, le frane sono di certo i fenomeni che interferiscono in misura maggiore con l'uomo e le sue attività; le vie di comunicazione, e attività agricole, gli insediamenti turistici, interi centri urbani possono essere minacciati e resi instabili dai fenomeni franosi.

Naturalmente sotto l'effetto della gravità, ogni volume di terreno o roccia tende a portarsi da una posizione a più elevata energia potenziale ad una più bassa.

Il volume di materiale in movimento si sposta da una posizione più interna del versante ad una posizione più esterna producendo un generale spianamento del rilievo

Ogni volume di terreno o di roccia è interessato da questo genere di movimento, che avviene pertanto a tutte le scale.

Ad amplificare o innescare il movimento possono contribuire in maniera determinante altri agenti, in particolare l'acqua.

La distanza percorsa dal baricentro di una massa che cade è direttamente proporzionale all'altezza di caduta e dipende dal coefficiente di attrito, che dipende a sua volta dalle caratteristiche della massa che scivola e dalle caratteristiche del substrato su cui avviene lo scivolamento.

Lo spostamento di una massa in movimento lungo un pendio non avviene però solo dall'alto verso il basso, ma anche e talvolta soprattutto dall'interno del versante verso una posizione più ribassata ed esterna, con una radicale modifica della morfologia dell'area. Questo fenomeno avviene tanto più velocemente tanto più è grande il volume del materiale in movimento.

All'interno di ogni singolo versante il fenomeno avviene a tutte le scale, cioè interessa dal singolo granulo all'intero versante. Quindi all'interno di ogni singolo versante si sviluppano più fenomeni diversi che si intersecano producendo effetti complessi.

Interferiscono con la gravità nell'attivazione e nell'evoluzione dei fenomeni di versante anche alcuni agenti che favoriscono l'innescare dei movimenti di massa lungo i versanti.

In particolare favoriscono la fratturazione della roccia o staccano frammenti da terreni coesi tutti i fenomeni ciclici dilavativi, quali:

- cicli di gelo/disgelo;
- cicli di umido/asciutto;
- cicli di variazione della temperatura.

Lo stesso effetto è prodotto dall'azione meccanica di processi, quali:

- crescita di radici;
- impatto delle gocce di pioggia;
- scavo di tane di animali;
- crescita di cristalli all'interno di fratture.

L'acqua inoltre contribuisce a livelli molto diversi ad amplificare e a regolare il movimento delle masse di terreno o di roccia lungo il pendio. Oltre ad un'azione di disgregazione l'acqua ha un effetto determinante sulle modalità di trasporto e deposizione del materiale a valle.

Seguendo quindi un criterio classificativo che si basa su:

- dimensioni del movimento;
- tipo di movimento;
- tipo di materiale coinvolto;

per ogni tipo di fenomeno viene quindi fornita una descrizione che si articola in:

- descrizione del tipo di movimento;
- contesto morfologico in cui si sviluppa il movimento;
- velocità a cui il fenomeno si sviluppa;

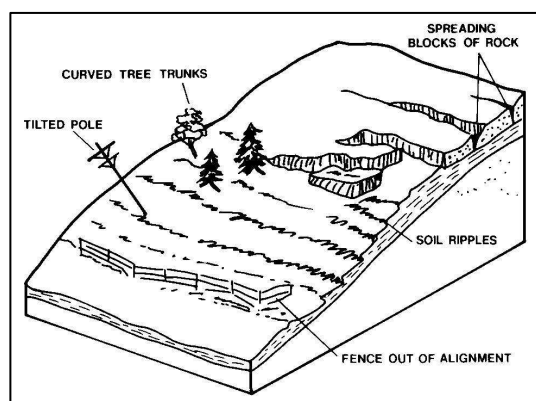
- cause del fenomeno di distacco e di movimento;
- morfologia della zona di distacco e di movimento;
- morfologia della zona di accumulo al piede del versante;
- interazione con l'ambiente antropico;
- possibili azioni di contenimento messe in atto dall'uomo.

## Fenomeni superficiali

### Soil creep

I singoli elementi detritici di una roccia o di un terreno sono interessati da movimenti individuali dovuti alla sola forza di gravità, per cui:

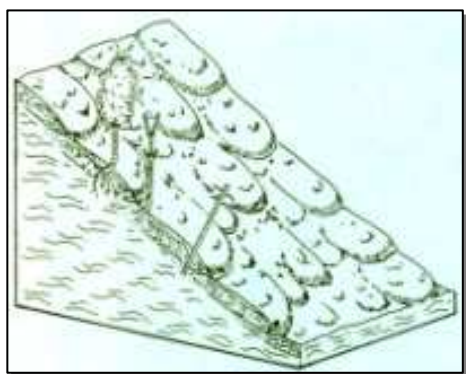
- avviene sempre, su tutti i pendii, anche con pochi gradi di inclinazione;
- è un movimento lento assolutamente impercettibile;
- è causato da cicli di imbibizione/essiccamento, caldo/freddo, gelo/disgelo, sviluppo di radici, escavazioni di animali, arature, crescita di cristalli, ecc...;
- si manifesta con scarpatine e decorticazioni del manto vegetale;
- produce un accumulo di frammenti staccati e spostati prossimo alla base del versante che viene definito deposito colluviale;
- non ha ripercussioni a scala del tempo umana;
- non si prendono misure per ostacolarlo.



**Fig. 1.1** – Schema di un soil creep.

### Soliflusso

Una certa massa di terreno molto imbevuta d'acqua è interessata da un colamento simile al moto di una massa molto viscosa, per cui:



**Fig. 2.2** – Rappresentazione grafica di un soliflusso.

- si verifica anche su versanti con modesta inclinazione, ma costituiti solamente da terreni argilloso-limosi;
- lento ma percettibile;
- è causato da imbibizione di uno strato di terreno oltre i suoi limiti di saturazione, con superamento del limite di ritiro e del limite plastico e conseguente perdita di resistenza del materiale che inizia a fluire in diversi punti e su più livelli;
- si manifesta generalmente su ampie porzioni di versante, con lobi, ondulazioni, decorticazioni e terrazzetti;
- produce un accumulo dei frammenti staccati e spostati prossimo alla base del versante che viene definito deposito colluviale;
- non ha ripercussioni a scala del tempo umana;
- non si prendono misure per ostacolarlo.

## Erosione superficiale

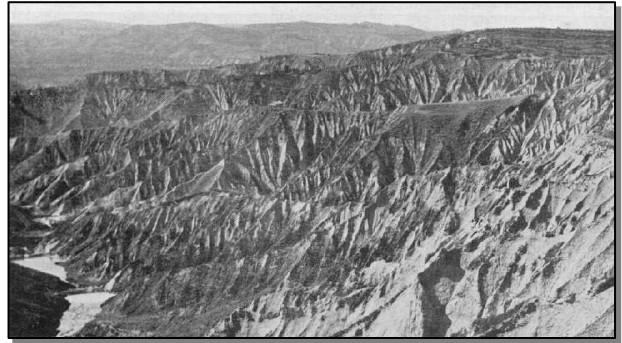
È il fenomeno per il quale le acque piovane rimuovono lo strato più superficiale del suolo.

Si distingue in due fenomeni differenti:

- azione d’impatto, azione meccanica determinata direttamente dall’impatto di una goccia di pioggia battente al suolo;
- azione di ruscellamento, azione di asportazione del materiale staccato dal terreno. Può essere laminare, a rivoli, concentrata.

Presenta le seguenti caratteristiche:

- si verifica su tutti i pendii con una ridotta copertura vegetale soprattutto se in terreno a granulometria non troppo grossolana;
- agisce in maniera rapida e modifica rapidamente la morfologia di un versante;
- è causato dall’impatto delle gocce di pioggia battenti al suolo, questo provoca lo spostamento delle particelle del terreno, la distruzione della struttura del terreno e il progressivo spostamento verso valle delle particelle;
- l’erosione laminare forma delle superfici di denudazione anche molto estese, l’erosione a rivoli produce dei solchi che tendono ad approfondirsi, l’erosione a solchi produce solchi profondi ed estesi che allargandosi verso monte tendono a diventare coalescenti producendo una morfologia a calanchi;
- il materiale mobilizzato può essere deposto anche molto lontano dal luogo di origine;
- l’erosione superficiale comporta una perdita di suolo fertile volumetricamente molto consistente ogni anno e ha quindi un notevole impatto alla scala del tempo umano;
- viene normalmente contrastata con l’utilizzo di metodi di controllo meccanici o biologici.



**Fig. 3.3** – Immagine di un versante vallivo con forte erosione superficiale (calanchi).

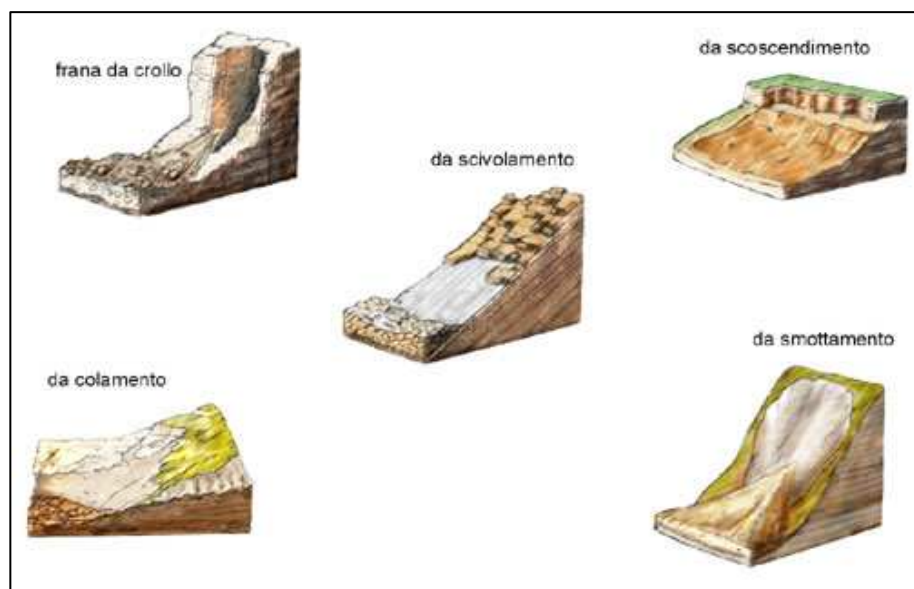
## Fenomeni a scala intermedia (frane)

Con il termine di frana si indicano fenomeni molto diversi di dimensioni molto variabili per i quali si presenta talvolta una difficoltà di definizione. Molto semplicemente una frana può essere definita come un movimento di masse litoidi provocato dalla gravità. Le evidenze geomorfologiche di una frana sono costituite generalmente da una zona ripida posta ad una quota più alta (detta scarpata di frana), che rappresenta il limite superiore di distacco delle masse rocciose, e una zona convessa nella parte inferiore, che rappresenta l’accumulo dei frammenti rocciosi. L’accumulo può essere di dimensioni molto varie: da pochi m<sup>3</sup> di frammenti rocciosi caduti dalle pareti oppure di materiali argillosi scivolati sul pendio, a miliardi di m<sup>3</sup> di rocce, come nelle grandi frane quaternarie che hanno interessato le Alpi. Su questa catena montuosa la frana di maggiori dimensioni si ritiene sia quella di Flims in Svizzera, poco a Ovest di Coira, il cui volume originario è valutato in 13 km<sup>3</sup>; il movimento si verificò circa 14.000 anni fa, generando un accumulo in seguito ricoperto dal Ghiacciaio del Reno, come è dimostrato dai numerosi erratici che ne coprono parzialmente la superficie.

Varie sono le concause che tengono in equilibrio una massa rocciosa: il suo peso, la sua coesione, l’inclinazione del pendio che l’accoglie e l’attrito tra massa e pendio. Se aumentano il peso della massa o l’inclinazione del pendio e se diminuiscono la coesione della massa rocciosa o l’attrito tra essa e il pendio si creano le condizioni del verificarsi della frana. Per quanto riguarda l’inclinazione si può dire che in generale il valore di 45° determina il distacco di un corpo e quindi il suo movimento lungo un pendio, mentre attorno a 35° il movimento di riduce e si verifica l’accumulo. Sono tuttavia valori teorici che devono sempre essere confrontati con le caratteristiche della massa che potrebbe mettersi in movimento (tipo di roccia, dimensione e forma dei detriti) e con quella del substrato che la sostiene (come la sua scabrosità). La ghiaia asciutta, ad esempio, resta in equilibrio fino ad un’inclinazione

compresa fra 35° e 45°, mentre la sabbia fine tende a porsi in movimento al di sopra di 25°-30°. Va inoltre osservato che per gli stessi corpi detritici la presenza di acqua riduce l'angolo di equilibrio; la ghiaia bagnata diventa instabile con 25°-35° di inclinazione, mentre per la sabbia si scende a 20°-25°. Appare quindi evidente l'importanza dell'acqua come fattore che favorisce i movimenti franosi.

Un aumento dell'inclinazione del pendio può verificarsi ad opera di fenomeni naturali di erosione al piede del versante (l'erosione di un fiume o di un ghiacciaio che scalza la base del pendio oppure l'azione del moto ondoso su una costa alta); anche una faglia o una frana precedente possono rendere più ripido un versante. A ciò si aggiungono gli interventi antropici, come i tagli dei pendii per la costruzione di strade ed edifici o per l'attivazione di cave e miniere.



**Fig. 4.4** – Rappresentazione dei vari tipi di frana.

L'aumento del peso della massa potenzialmente franosa (e quindi il sovraccarico del pendio) può essere provocato dall'imbibizione di acqua derivante da piogge, da fusione nivale, da perdite di acquedotti o canali. Anche la costruzione di edifici o di massicce opere di muratura, così come il traffico pesante su strade che attraversano un pendio, possono sovraccaricare il versante.

L'acqua è anche responsabile della diminuzione della coesione.

La circolazione di acqua può, ad esempio, rendere solubile il cemento calcareo che lega i frammenti di cui sono costituite molte rocce sedimentarie, oppure può ampliare le fessure preesistenti (che possono essere ulteriormente allargate dal crioclastismo). Nelle rocce argillose l'acqua riduce gli attriti fra i singoli granuli e ne favorisce il rammollimento fino a fluidificarle; il disseccamento provoca esso pure una diminuzione della loro coesione.

Anche per quanto riguarda la riduzione dell'attrito l'acqua esercita un'influenza sensibile. Le acque circolanti nel sottosuolo lungo i contatti fra rocce e diversa permeabilità creano veli che si comportano come veri e propri lubrificanti, favorendo lo scivolamento degli strati.

A questo proposito è bene ricordare che i rapporti fra le caratteristiche morfologiche dei versanti (in particolare la loro inclinazione) e quelle geologiche (soprattutto la giacitura degli strati, cioè la loro disposizione rispetto al piano) sono di estrema importanza nel favorire o meno i movimenti franosi. Ad esempio, strati rocciosi orizzontali generano pendii di solito abbastanza stabili, mentre strati inclinati nello stesso senso del pendio, ma con inclinazione minore, favoriscono condizioni di instabilità (in questo caso la giacitura viene denominata a franapoggio).

In sintesi fra i fattori che determinano le condizioni di instabilità dei versanti, occorre distinguere quelli che riguardano il versante stesso (il tipo di roccia o di detrito con le loro caratteristiche meccaniche, la giacitura degli strati, l'inclinazione del pendio) da quelli che si possono attribuire a cause esterne. Fra queste vi sono sicuramente la piovosità, l'erosione dovuta alle acque incanalate o ruscellanti, il crioclastismo, i fenomeni sismici e vulcanici e infine, ma non ultime, le attività antropiche. La conoscenza di questi fattori esterni è importante perché i loro effetti si sommano e si amplificano nel tempo, riducendo sempre più le condizioni di equilibrio; basta infatti una pioggia più intensa che si inserisce in una successione di giorni piovosi oppure la collocazione di un'ultima casa su un pendio dove ne erano state precedentemente edificate numerose altre per provocare lo squilibrio del versante e la formazione di movimenti franosi.

La classificazione delle frane, in ragione dei fattori che le determinano e che vengono considerati, possono essere molto complesse e diverse. Riassumendo i parametri su cui si possono fondare dei sistemi classificativi dei fenomeni franosi sono essenzialmente:

- tipo di materiale coinvolto;
- tipo di movimento;
- entità del fenomeno;
- caratteri evolutivi;
- caratteri morfologici.

Le classificazioni più utilizzate nel mondo sono:

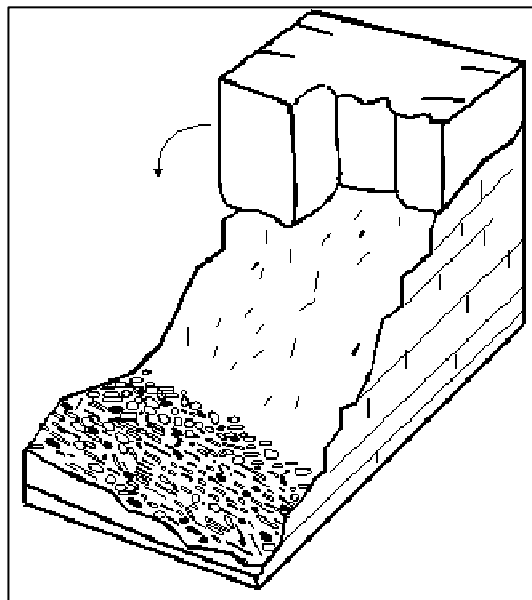
- la classificazione di Varnes (1958, 1978), che si basa essenzialmente sul tipo di materiale coinvolto e sul tipo di movimento mentre le altre caratteristiche del fenomeno franoso entrano solo come termini specificativi del nome stesso;
- la classificazione di Hutchinson (1988), che si basa fondamentalmente sui caratteri morfologici del fenomeno franoso e sui suoi caratteri evolutivi. La classificazione è molto articolata;
- la classificazione di Varnes modificata (Cruden & Varnes, 1993) che conserva le stesse caratteristiche della precedente classificazione di Varnes.

## Frane di crollo

Interessano pareti verticali dove il crioclastismo o altri processi elementari hanno operato intensamente. Le masse rocciose si muovono prevalentemente in caduta libera; l'impatto ai piedi della parete provoca un'ulteriore disgregazione dei frammenti che si distribuiscono lungo il pendio, con velocità che raggiungono anche decine di metri al secondo. I frammenti più grandi, grazie alla loro maggiore massa, rotolano verso valle con un percorso più lungo e si dispongono ai margini inferiori dell'accumulo di frana. Si tratta di fenomeni diffusissimi in tutte le regioni montuose, come è testimoniato dagli imponenti coni detritici ai piedi delle pareti rocciose, che rivestono una notevole pericolosità per i sempre più numerosi escursionisti e turisti della montagna.

Presentano le seguenti caratteristiche:

- si verificano in corrispondenza di pareti subverticali o aggettanti;
- è un movimento molto rapido;
- si produce per la presenza entro l'ammasso roccioso di fratture, normalmente viene però innescato dalla circolazione idrica innescata dalle precipitazioni o da cicli di gelo/disgelo, umido/uscio o caldo freddo;
- forma le fasce ed i cono di detrito che bordano normalmente le pareti ripide;
- il deposito risulta di solito costituito da accumuli di blocchi o pietrisco a seconda del grado di fratturazione della roccia di partenza;
- è un fenomeno molto pericoloso in aree montane, soprattutto in occasione di piogge prolungate o particolarmente intense;
- viene combattuto con diverse strategie, tra cui il disaggio controllato dei blocchi instabili, il fissaggio dei blocchi stessi alla parete con opere di varia importanza, opere passive che servono a fermare o deviare i massi già distaccati.

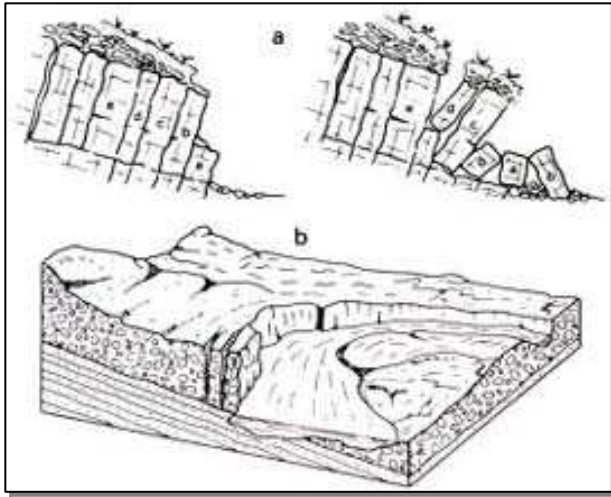


**Fig. 5.5** – Schema di una frana di crollo.

## Frane di ribaltamento

Il movimento, che riguarda sempre masse rocciose, consiste in una rotazione attorno a un punto situato al di sotto del centro di gravità della massa rocciosa stessa, che ruota e si ribalta, abbattendosi poi con una stratificazione o una fatturazione verticale.

Presentano le seguenti caratteristiche:



**Fig. 6.6** – Schema di una frana di ribaltamento.

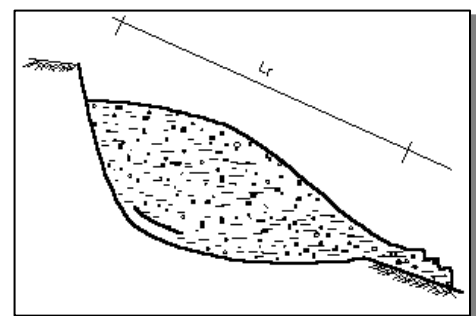
- si verificano in versanti più o meno ripidi in cui si individuano una famiglia di discontinuità più o meno verticale;
  - può essere un fenomeno con evoluzione anche molto lenta con un eventuale epilogo veloce;
  - è causata dalla presenza di una frattura o una famiglia di fratture subverticali;
  - se avviene per blocchi evolve poi in un crollo e può quindi formare fasce di detrito, se è generalizzato di solito evolve poi in uno scivolamento;
  - se avviene per singoli blocchi produce un accumulo di pietrisco o blocchi, se avviene in massa origina un deposito molto poco selezionato con una frazione fine che può essere consistente;
- può interagire con l'habitat umano;
  - gli interventi sono simili a quelli utilizzati per i fenomeni di crollo se il movimento avviene per blocchi, possono essere molto più articolati per i fenomeni più estesi.

## Frane di scivolamento

Il movimento avviene lungo superfici ben individuabili, di solito corrispondenti a discontinuità strutturali (solitamente piani di stratificazione, eventualmente con presenza di strati argillosi che favoriscono lo scivolamento, oppure piani di faglia o di contatto fra rocce di tipo diverso). Scivolamenti sono frequenti nelle rocce friabili poco cementate e nelle argille. Una frana di scivolamento fu quella che nel 1963 causò la tragedia del Vajont.

Presentano le seguenti caratteristiche:

- si verificano in tutti i versanti, è in realtà il più tradizionale dei fenomeni di frana. Può assumere modalità molto differenti a seconda del livello di attività o del materiale interessato;
- possono avere velocità molto differenti;
- la causa di innesco di una frana per scivolamento è sempre il superamento della resistenza al taglio del materiale interessato lungo la superficie di scivolamento, questo superamento può essere legato a molti fattori;
- le frane per scivolamento rappresentano la più classica delle forme di frana, uno svuotamento del versante verso monte e un suo rigonfiamento nella zona del piede;
- il deposito prodotto da questo tipo di frana può assumere caratteristiche differenti a seconda dell'entità dello spostamento subito, si può presentare completamente disgregato come un accumulo di detrito mal selezionato e privo di strutture, oppure può conservare le strutture che aveva la roccia in posto;
- sono le frane più comuni e interagiscono quindi pesantemente con la gestione del territorio;



**Fig. 7.7** – Schema di una frana di scivolamento.

- esistono molti livelli di intervento a seconda del materiale di cui è costituita la frana e dell'entità del movimento.

## Frane di espandimento

Si tratta di un tipo di movimenti che si realizza prevalentemente in direzione orizzontale; all'interno della massa in movimento si ha un accomodamento attraverso fratture di trazione e il movimento può avvenire con scivolamento su una superficie ben definita o con deformazione di uno spessore considerevole di roccia.

Presentano le seguenti caratteristiche:

- si verificano principalmente quando un'unità litologica rigida occupa la posizione sommitale di un rilievo formato da una unità litologica più plastica;
- è un fenomeno lento che presenta diverse manifestazioni collaterali che possono avere un decorso più rapido;
- le cause possono essere molteplici, ma l'innescò del movimento è sempre correlato alla sovrapposizione di litologie con caratteri meccanici molto differenti;
- il fenomeno produce lo smembramento delle placche competenti con spostamento dei blocchi più piccoli anche su distanze notevoli;
- può fare in modo che blocchi di dimensioni molto grandi litologicamente riferibili ad una certa unità si trovino anche piuttosto lontani dalla loro sede originaria;
- il fenomeno è molto lento e viene ignorato per lunghi periodi, spesso però può arrivare ad interessare centri abitati e in tal caso richiede interventi molto onerosi;
- gli interventi riguardano di solito solo i fenomeni correlati, mentre il fenomeno principale è di dimensioni troppo grandi per qualsiasi tipo di intervento.

## Frane di colamento

La denominazione può essere attribuita a movimenti di colata di masse rocciose o di materiali sciolti. Nel primo caso si preferisce utilizzare il termine di deformazioni gravitative profonde. Si tratta di movimenti molto lenti, diffusi sulle catene montuose di recente sollevamento, come le Alpi e gli Appennini, che interessano spessori di centinaia di metri su lunghezze di chilometri. Possono derivare da numerosi fattori, fra i quali in particolare l'incremento del dislivello fra base e sommità del versante a causa di rapidi sollevamenti tettonici. In superficie sono evidenziate da gradini in controtendenza e da trincee trasversali al pendio. Nel caso di materiali sciolti, le colate possono essere lente o veloci; diffuse sono le colate di terra, derivanti dall'imbibizione di masse argillose, che s'incanalano nelle valli come fluidi viscosi.

Presentano le seguenti caratteristiche:

- si verificano in pendii costituiti da qualsiasi tipo di materiale e con qualsiasi pendenza;
- può avere velocità molto diverse;
- è legato alla deformazione viscosa del materiale costituente il versante, quasi sempre nel caso di flussi non in roccia la sua importanza è legata alla presenza di acqua;
- presenta forme molto varie che dipendono dal tipo di materiale coinvolto e dall'entità del dissesto;
- può presentare depositi di diverso tipo;
- ha delle relazioni molto strette con la gestione del territorio anche a causa di una distribuzione molto capillare del tipo di movimento;
- spesso il tentativo di intervento su questo tipo di dissesto si rileva infruttuoso; è più facile che si cerchi di monitorarlo per tenerlo sotto controllo.

# Fenomeni a grande scala

## Deformazioni gravitative profonde di versante

Si designano con questo termine solitamente i fenomeni gravitativi di grandi dimensioni che interessano i versanti in profondità; normalmente il termine designa un movimento che non si localizza su una superficie ma che interessa in maniera evidente solo la parte più alta del versante perdendo la sua evidenza verso la base del versante. Presenta le seguenti caratteristiche:

- si verifica in versanti con alta energia di rilievo, che presentino cioè un dislivello marcato tra la sommità e la base, soprattutto in zone di catena giovani dove sopravviene un campo di sforzi a forte componente orizzontale;
- presentano una velocità di deformazione molto bassa, ma possono presentare manifestazioni collaterali con sviluppo rapido;
- sono causati da un riequilibrio degli sforzi a grande scala, che produce il rilassamento delle parti alte dei versanti, come risposta all'assenza di contenimento laterale seguita all'incisione valliva;
- la manifestazione più comune di questo tipo di depositi è l'apertura di trincee nella parte alta dei versanti, con generazione di contropendenze o sdoppiamenti di creste. Sono comunque comuni sempre nella parte alta dei versanti gli accumuli detritici non legati a pareti e la scomposizione in blocchi con fratture aperte a monte. Se il fenomeno è in una fase evolutiva molto avanzata nella parte bassa del versante si manifestano grandi accumuli detritici non collegati a pareti, mentre il versante inizia ad essere localmente interessato da crolli e scivolamenti di blocchi;
- il fenomeno generalizzato non produce depositi, a meno che non evolva in un evento franoso generalizzato, in tal caso darà origine molto probabilmente ad una colata di detrito;
- sono fenomeni che presentano una interazione evidente solo con le strutture costituite in alta montagna con carattere permanente;
- le loro dimensioni impediscono con i mezzi attualmente a disposizione qualsiasi tipo di controllo, quando incombono su abitati o strutture vengono tenute sotto controllo con sistemi di monitoraggio.

# Depositi di versante

---

## Detrito di falda

La base dei versanti fortemente inclinati e la base delle pareti verticali sono in genere mascherate da un mantello di detriti di spessore variabile. Il crioclastismo, che può essere associato alla dissoluzione chimica, e la gravità sono i principali responsabili dell'accumulo dei detriti.

La maggior parte di questi detriti è attualmente inattiva, stabilizzata e colonizzata dalla vegetazione. Questi si sono infatti formati in ambiente periglaciale durante le glaciazioni. Detriti ancora attivi sono presenti ai piedi delle pareti in alta montagna

## Processo di formazione dei detriti

Comunemente si attribuisce la formazione dei detriti su una parete o su un versante all'azione del clima, inteso come variazioni di temperatura o come congelamento di acqua lungo le fratture. Invece la frammentazione in detriti di una parete non dipende esclusivamente da fattori climatici, tanto che alcuni autori hanno introdotto il termine telogenesi (dal greco *τελος*, ultimo) per indicare quella fase dell'evoluzione di una roccia che è provocata dal suo ritorno all'affioramento. I processi di telogenesi di una parete, oltre ai fattori climatici, sono molto numerosi: decompressione della parte superficiale portata in affioramento, aloclastismo, cicli umido/secco, instabilità sismica, alterazione biologica ecc... Questo concetto implica quello di fatica, ossia un gran numero di sforzi applicati ripetutamente su un materiale possono portarlo a rottura anche se ogni sforzo preso singolarmente non è assolutamente in grado di farlo. La struttura di un materiale si modifica mentre diviene fragile. In tal modo dopo un numero molto elevato di cicli diurni, una roccia può rompersi per semplice termoclastismo (dilatazione termica differenziale, senza gelo). Allo stesso modo, sono necessari molti cicli gelo-disgelo per produrre una gelifrazione; esiste una fase di degradazione senza sedimentazione di detriti, la cui durata dipende dal contenuto in acqua della roccia e dalla sua gelività, che precede gli ultimi cicli che provocano la frammentazione propriamente detta.

## Crioclastismo

Quando l'onda di raffreddamento, causata dall'abbassamento della temperatura esterna, penetra nella roccia, il ghiaccio inizia a formarsi nei pori più grossi con temperature inferiori a 0 °C. Durante questa fase l'acqua nei pori più piccoli non gela.

Durante la prima fase del congelamento, l'acqua migra dai pori capillari fini verso il ghiaccio in formazione nei pori maggiori. Successivamente il movimento si inverte e l'acqua dei capillari viene respinta dal fronte di cristallizzazione. Quindi, quando la temperatura scende a valori adeguati, l'acqua gela anche nei pori più piccoli. Tutto ciò provoca un aumento di pressione che abbassa la temperatura di congelamento.

Se la roccia è costituita in maggioranza da pori di grosse dimensioni, questo aumento di pressione è minimo perché, in questi casi, l'acqua viene spinta facilmente verso l'esterno o verso pori solo parzialmente riempiti. Per lo stesso motivo, a causa dell'aumento di pressione, il ghiaccio può fluire e fuoriesce in superficie per estrusione.

I fattori che determinano pressioni maggiori, ossia la possibilità di rottura, sono:

- un congelamento veloce, realizzato nelle prime fasi in condizioni di sopraffusione, con abbassamento della temperatura forte e rapido;
- un volume di acqua per unità di volume di roccia notevole, ossia una porosità elevata. L'abbondanza di acqua rallenta la velocità di propagazione del fronte di congelamento poiché la transizione di fase da acqua a ghiaccio libera calore latente. Per questo motivo, per avere forti pressioni, è necessario che l'abbassamento della temperatura esterna sia brusco e molto marcato;

- un coefficiente di permeabilità basso. Questa affermazione non è in contraddizione con una porosità elevata a condizione che i pori siano collegati tra loro da passaggi molto stretti e tortuosi;
- una distanza tra il poro e la superficie. Più il poro è distante più le forze di attrito sono importanti e di conseguenza diminuiscono gli effetti del congelamento.

La gelività delle rocce è estremamente variabile: dalla ghiaie e da alcuni scisti che si disgregano molto rapidamente sino ai calcari compatti e soprattutto alla rocce cristalline a grana fine che sono quasi perfettamente insensibili al gelo. Per rocce che presentano la stessa resistenza alla trazione o alla compressione, gli effetti del gelo variano in funzione di:

- capacità di assorbimento e di immagazzinamento di acqua all'interno condizionata dalla porosità e dalla permeabilità;
- regolarità e abbondanza degli apporti di acqua;
- regime termico.

La gelifrazione avviene quindi per una doccia satura in acqua a  $-3\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Al di sotto di questa temperatura il fenomeno criogeno è terminato, la roccia gelata non presenta più gelifrazione.

Ogni parete congelata è caratterizzata da una temperatura di gelificazione differente, in dipendenza anche della sua morfologia. Quali che siano le condizioni della gelificazione della parete, i clasti di uguale dimensione si immobilizzano tutti, in media, alla stessa distanza dalla parete.

I frammenti più grossolani si posizionano tendenzialmente a valle. Le variazioni granulometriche dipendono solo dalla gelifrazione secondaria e dall'altezza di parete disponibile. Ad una data distanza la granulometria dipende dall'altezza della parete.

Se la gelificazione della parete produce in maggioranza frammenti che si immobilizzano ad una certa distanza media, si osserverà a questa distanza un accumulo preferenziale che modifica la morfologia del deposito. Le variazioni angolari tra gli strati di detriti sono funzione dell'entropia prodotta localmente nella parete e quindi del clima.

Il tasso di sedimentazione è inversamente proporzionale al tempo, perciò la base dei depositi rappresenta intervalli tempo molto più brevi rispetto alla sommità.

Poiché il tasso di sedimentazione diminuisce nel corso del tempo, il numero di alternanze gelo/disgelo subito dai frammenti già depositi aumenta ed è per questo motivo che i depositi più antichi presentano una granulometria minore alla sommità.

Questa correlazione si spiega seguendo l'andamento dell'isoterma di gelifrazione: questa si approfondisce maggiormente se l'indice di gelo è elevato e quindi, dopo un certo numero di cicli, può provocare la frammentazione in elementi più grossolani. Ciononostante, se il numero di passaggi dell'isoterma di gelifrazione ad una data profondità è insufficiente, non si avrà la frammentazione.

Tenuto conto della temperatura di gelifrazione della parete considerata, esiste un clima ottimale sufficientemente freddo, ma che comporta un numero sufficiente di disgeli, che corrisponde alle granulometrie più grossolane e ad un massimo di sedimentazione. Quando le temperature atmosferiche minime medie sono inferiori alla temperatura di gelifrazione della roccia, la gelifrazione stessa può operare a maggior profondità, ma per ciò stesso più lentamente.

I periodi glaciali a scala globale rappresentano cicli molto secchi, contrariamente alle zone periglaciali dei climi temperati attuali dove è la neve ad avere il ruolo più importante. Questa mancanza di acqua non può che limitare la gelifrazione delle pareti.

Si è osservata poi una diminuzione della gelifrazione secondaria durante gli inverni più freddi a causa della diminuzione delle alternanze gelo/disgelo.

Esistono pareti in cui, a causa della grande quantità di acqua disponibile e del clima, il processo è rapido e praticamente continuo, ma esistono anche pareti in cui la produzione di detriti si arresta per un certo tempo.

## Aloclastismo

I sali sottoposti ad alternanze di umidificazione e di disseccamento sono in grado di disgregare le rocce di struttura granulare o di staccare piccole scaglie.

Mentre nelle sue linee generali il processo così schematizzato è chiaro sono problematici i meccanismi mediante i quali i sali possono agire.

Sono stati proposti due meccanismi principali:

- l'espansione termica dei sali in cavità quasi chiuse è in grado di esercitare una pressione sulle pareti;
- molti sali si trovano sia allo stato anidro che allo stato idrato, sono cioè capaci di assorbire acqua nel loro reticolo e perciò di espandersi.

L'espansione termica senza idratazione è praticamente senza effetti. Il secondo meccanismo invece ha fornito risultati diversi a seconda delle condizioni sperimentali dei sali e delle rocce studiati.

In linea generale si è rivelato il meccanismo principale di disaggregazione delle rocce da parte dei sali e, in taluni casi, si è rivelato essere il meccanismo più efficace nel disaggregare le rocce, più efficiente anche del gelo. La disaggregazione è più rapida quando l'acqua è fornita in quantità moderata dal suolo o dall'atmosfera.

Le rocce più sensibili sono quelle più porose, le rocce a grana fine poco porose sono insensibili all'azione dei sali, i graniti a grana grossa sono molto sensibili.

L'azione dei sali è maggiore nei deserti, in particolar modo più in quelli oceanici che in quelli continentali caldi. Se l'umidità dell'aria è scarsa l'azione dei sali si manifesta solo alla base delle pareti, se invece l'umidità è elevata la quantità di sali che precipita nell'entroterra è notevole.

## Termoclastismo

Quattro tipi di fenomeni sono normalmente attribuiti agli sforzi sviluppati dalle oscillazioni termiche in rocce secche:

- formazione di scaglie parallele alla superficie;
- sviluppo di fessure poligonali perpendicolari alla superficie;
- rottura radiale di sfere, come se fossero tagliate da un colpo d'ascia;
- disaggregazione granulare di rocce eterogenee.

I gradienti termici tra l'interno di una roccia e la sua superficie non sono particolarmente marcati.

Gradienti negativi tra l'interno e la superficie si possono instaurare in caso di pioggia pomeridiana e questo gradiente negativo è superiore a qualsiasi gradiente positivo.

Nel caso di un blocco sferico i flussi di calore convergono verso il centro e perciò si raggiungono temperature maggiori. Si sviluppano sforzi tangenziali che possono provocare esfoliazione.

Tutto ciò è vero nel campo elastico, è possibile cioè che le forze di trazione successive ai ripetuti riscaldamenti provochino un effetto di fatica per cui il materiale inizia a comportarsi in modo plastico.

Possono perciò staccarsi schegge di roccia o in ogni caso può aumentare la porosità.

Non si possono però mai formare fratture a maglia poligonale perpendicolari alla superficie.

È impossibile portare a rottura la roccia solo per variazioni di temperatura se la frattura non era già presente originariamente quando il blocco sferico è stato isolato dall'alterazione.

Le variazioni di temperatura producono disaggregazione granulare in rocce granitiche. Tale ipotesi si basa sul fatto che i vari minerali presenti hanno un coefficiente di dilatazione e un coefficiente di compressibilità molto differenti e quindi, a seguito di un'alternanza di fasi di riscaldamento e di raffreddamento, hanno tendenza a dissociarsi gli uni dagli altri.

Il fenomeno dovrebbe avvenire anche nei calcari a causa della differente dilatazione a seconda dei vari assi del cristallo di calcite.

Molto diverso è il caso di variazioni termiche in rocce sature di acqua poiché il coefficiente di dilatazione dell'acqua è quasi dieci volte superiore a quello delle rocce.

Esperimenti di laboratorio hanno dimostrato che in queste condizioni la disaggregazione, sia pure lentamente, è efficiente.

In conclusione è opportuno considerare che in natura le variazioni di umidità comportano reazioni chimiche con i minerali e che l'aumento della porosità comporta un aumento dell'acqua presente e dell'aria che conducono il calore meglio della roccia, ecc...

## Grèzes litèes

Le falde detritiche stratificate o falde detritiche ordinate sono un tipo particolare di versante relativamente frequente nelle Alpi e negli Appennini.

### Definizione

I grèzes litèes sono depositi di versante costituiti da clasti e spigoli vivi mescolati ad elementi fini. Si presentano come una successione quasi regolare di letti fini (letti grassi) fortemente eterometrici con elementi di granulometria compresa fra l'argilla e i ciottoli, e di letti grossolani (letti magri) quasi esclusivamente formati da ciottoli e massi con la frazione inferiore ai 0,5 mm. Nella maggior parte dei casi la pendenza dei letti è compresa tra i 10° e i 30°. Il ciclotema, definito da Guillien associa un letto magro al letto grasso che lo ricopre. Lo spessore dei letti varia da pochi cm a 20-25 cm e, nell'ambito di un medesimo letto, si osservano variazioni dello spessore dalla sommità alla base del versante.

La maggior parte dei grèzes litèes si osserva su substrato calcareo, ma sono possibili altri contesti come rocce vulcaniche in Groenlandia, nelle Ande cilene e in Sardegna, grovacche in Nuova Zelanda, gneiss e micascisti nelle Ande venezuelane e in Germania, scisti nel Galles, nelle Ardenne e in Sardegna e rocce cristalline nel massiccio centrale francese.

### Distribuzione

Secondo varie osservazioni effettuate in Francia i grèzes litèes sembrano legati a facies particolari del substrato. Inoltre questi depositi sembrano localizzati soprattutto sui versanti a debole inclinazione di valloni secchi e valli con profili trasversali asimmetrici. Si osservano soprattutto alla base del versante, alimentati dalla parete alta rocciosa la cui attuale inclinazione può essere debole ( $\geq 3^\circ$ ). La parte superiore del deposito presenta una rottura di pendenza convessa. Infine la presenza di grèzes litèes è funzione dell'orientazione dei versanti e di conseguenza dei parametri climatici.

Journaux (1976) distingue tre domini per i grèzes litèes:

- dominio a clima molto rigido, si trovano su versanti esposti a Sud, Sud-Est e Sud-Ovest. Questi versanti ricevono sufficiente calore estivo per essere sgelati e generare soliflusione, contrariamente ai versanti esposti a Nord, che restano gelati;
- dominio a clima mediamente rigido, si osservano sui versanti esposti a Est, Nord-Est e Sud-Est. Solo questi versanti hanno subito numerose alternanze gelo/disgelo in grado di generare depositi crioclastici. I versanti esposti a Sud ed ad Ovest erano troppo caldi per la formazione di un permafrost e quelli esposti a Nord erano al contrario perennemente gelati;
- dominio mediterraneo, rari e in cui solo i versanti esposti a Nord e Nord-Ovest erano abbastanza freddi per avere un permafrost.

### Genesi

La preparazione del materiale avviene per crioclastismo, sul plateau calcareo che domina il versante o sul versante stesso, durante periodi di gelo intenso intervallati da periodici disgeli. Gli esperimenti di laboratorio hanno evidenziato come il frazionamento dei blocchi calcarei venga raggiunto dopo 150 cicli di gelo/disgelo. Gli elementi che normalmente si rinvergono nei grèzes litèes corrispondono allo stadio finale di sminuzzamento per crioclastismo. La frazione fine proviene da apporti eolici, da paleosuoli su versante e sul plateau o da banchi marnosi del substrato.

Poiché i grèzes litèes non si formano attualmente non esiste un modello attualistico; sono stati perciò proposti due processi di formazione:

- ipotesi crionivale, messa in posto in strati successivi per ruscellamento sul terreno gelato durante la fusione stagionale del mantello di neve. L'alternanza di letti magri e grassi dipende da apporti differenziali. La posizione dei grèzes litèes sui versanti ricalcherebbe quella delle placche di neve;

- ipotesi dell'azione congiunta di soliflusso e di ruscellamento, il letto grasso costituisce il deposito originale messo in posto per scivolamento in massa di un materiale impregnato di acqua proveniente dalla parte alta del versante. La parte superiore del letto grasso è arricchita di particelle argillose per ruscellamento che può dar luogo anche ad una sottile laminazione. Il letto magro si formerebbe per lavaggio della parte superiore del letto grasso che provoca l'asportazione del materiale fine per ruscellamento e la riorganizzazione dei clasti nel senso del pendio. Alla sommità del letto magro, la fine del pendio è contrassegnato da piccoli canali riempiti dal materiale lavato. Quest'ultimo modello sembra il più probabile.

## Depositi colluviali

I depositi di versante noti come colluvie sono presenti ai piedi di versanti, su versanti a debole pendenza, su pianure e su plateau, soprattutto su rocce sedimentarie e derivano anch'essi da ambienti periglaciali del passato. Inoltre, a causa dell'agricoltura, della pastorizia, degli incendi o più semplicemente del disboscamento per produrre legname e carbone vegetale si sono accumulati spessori non trascurabili di depositi colluviali del tutto simili a quelli naturali.

## Caratteristiche

I depositi sono ben distinguibili dai detriti di versante benché presentino una litologia variabile dipendente del substrato che li alimenta.

Il colluvio si presenta massivo, ossia privo di strutture sedimentarie evidenti, salvo talvolta una grossolana stratificazione, non continua e limitata ad alcuni livelli. È inoltre marcatamente eterometrico, ma la sua caratteristica distintiva è la presenza di abbondante matrice fine, dominante sui clasti. La grande maggioranza dei depositi colluviali è in realtà costituita da depositi fini massivi con clasti sparsi.

I clasti riflettono le litologie presenti sul versante sia come substrato sia come depositi più antichi (fluviali o glaciali). Il materiale fine deriva dall'alterazione del substrato e dei depositi più antichi, cioè da suoli. Poiché i depositi colluviali presenti nell'alta pianura e sui versanti delle Prealpi sono legati ad ambienti periglaciali, una parte dei sedimenti fini deriva da depositi eolici, spesso coinvolti nel colluvionamento più o meno contemporaneamente alla deposizione. Il loess colluviato si distingue dal loess in posto per la presenza di elementi più grossolani, da sabbia a ciottoli sparsi (superiori cioè alla competenza del trasporto eolico).

I clasti sparsi presenti nel colluvio sono, nella maggior parte dei casi, elementi residuali dell'alterazione precedente del substrato e dei depositi più antichi presenti sul versante. Sono numerosi i colluvi costituiti da grandi quantità di quarzo sparsi (derivati da depositi glaciali più antichi, alterati) o da selci spesso fragili per alterazione (derivate da calcari selciferi).

## Distribuzione

I depositi colluviali possono essere presenti un po' ovunque sui versanti, senza una regola precisa.

Sono sufficienti deboli ondulazioni o contropendenze per bloccarli; si accumulano nelle concavità, mentre sono assenti sulle convessità topografiche. I depositi colluviali tendono perciò a regolarizzare la morfologia. I depositi colluviali costituiscono la zona di transizione tra i versanti e la pianura e si interdigitano con depositi fluviali o lacustri. I depositi colluviali si accumulano sul fondo delle valli e tendono a colmarle.

Lo spessore del colluvio è in genere scarso (qualche dm), ma in certi casi può essere considerevole (sino a vari m), con rapide variazioni laterali. Affiora in placche discontinue e questo rende difficile cartografarlo. Sono comunque formazioni onnipresenti.

## Genesi

I sedimenti e le alteriti presenti sui versanti evolvono grazie all'acqua di imbibizione (dominante) o di riscellamento (secondaria) ed alla gravità. L'importanza di quest'ultima dipende ovviamente dall'inclinazione del versante. Inoltre, durante i periodi freddi con vegetazione assente o rarefatta, la dinamica eolica ha potuto agire soprattutto sui plateau e sui rilievi poco accentuati con formazione di depositi sui versanti situati sottovento.

La maggior parte dei depositi colluviali deriva da colate di fango per soliflusso causato dalla fusione del ghiaccio nella parte superficiale del terreno gelato (mollisol) in ambiente periglaciale. Il ruscellamento, diffuso o temporaneo, può localmente produrre una selezione del materiale presente sul versante e particelle di origine eolica possono deporsi in superficie ed essere incorporate nella colata successiva.

Quando la dinamica eolica prevale (fasi fredde e secche) il colluvio viene coperto da loess, mentre condizioni climatiche più miti comportano lo sviluppo di vegetazione e di un suolo che stabilizza momentaneamente il deposito (caso attuale su versanti non dissodati).

I depositi colluviali sono quindi dei complessi costituiti da più episodi sedimentari.

## Colluvie antropico

L'azione dell'uomo sul territorio ha comportato nella maggior parte dei casi una condizione di resistasia artificiale non governata dal clima. Il disboscamento prima, le coltivazioni e l'aratura poi hanno prodotto un'intesa erosione dei suoli sui versanti anche a debole pendenza dell'alta pianura o della pianura vera e propria. Il risultato di questa azione ha comportato nell'erosione completa o parziale dei suoli, la messa a nudo del substrato, il ringiovanimento dei profili di molti suoli decapitati, la formazione di bad-land, di calanchi e di frane, la desertificazione di molte aree, specie in zona tropicale e in zona mediterranea e l'accumulo di colluvio nelle depressioni, piccole incisioni e valli. In realtà spesso il tentativo di mettere a cultura vasti appezzamenti di terreno ha comportato una diminuzione delle aree coltivabili o sfruttabili. Misure sperimentali, effettuate in Provenza (Clauzon e Vaudour, 1971), su parcelle di terreno coperte dalla gariga o denudate mostrano l'influenza del disboscamento e dell'aratura sulla conservazione dei terreni. Le parcelle coperte dalla gariga evolvono e la produzione di ioni solubili è limitata.

Le particelle denudate ed arate tutti gli anni hanno una perdita di materiali solidi in 41 t/ha/a, tre anni dopo il disboscamento. Si tratta soprattutto di limo (50%) e argilla (30%), i ciottoli sono minoritari (5%). La perdita di ioni solubili è in media tre volte maggiore rispetto alle parcelle a gariga.

Questi fenomeni sono dovuti alla denudazione e alle successive arature che provocano un rimaneggiamento degli orizzonti del suolo ed una compattazione degli orizzonti profondi che provoca a sua volta una diminuzione dell'infiltrazione ed un aumento del ruscellamento. Ovviamente sono particolarmente vulnerabili le parcelle su pendio e denudate tutto l'anno, come la maggior parte dei vigneti.

Spesso la coltivazione, più che provocare un'erosione globale, provoca una ridistribuzione antropica delle formazioni superficiali. In effetti da circa 1'000 anni (epoca del disboscamento intensivo) il 57% delle superfici coltivate è stata oggetto di erosione ad una velocità media di 1mm/a e il 36% ad un accumulo colluviale alla velocità media di 1,5 mm/a, mentre solo il 10% del materiale eroso viene evacuato dai corsi d'acqua. Questa ridistribuzione avveniva un tempo all'interno di ogni parcella di terreno; la terra era arata a piccola profondità seguendo le curve di livello, si produceva un movimento di terreno verso il basso che veniva trattenuto dai filari di alberi che delimitavano le proprietà o da muretti a secco (terrazzamenti). Attualmente la riunione dei terreni in grandi appezzamenti ha comportato l'eliminazione dei filari di alberi, inoltre si è diffusa l'aratura meccanica a profondità maggiore e secondo la linea di massima pendenza. Si tende perciò ad uniformare il profilo degli appezzamenti che favorisce il trasporto delle particelle del terreno lungo tutto il profilo del versante con accumulo nelle valli.

In territorio prealpino e dell'alta pianura i colluvi antropici possono raggiungere notevoli spessori ed hanno iniziato a depositarsi con la deforestazione operata dai romani. Si osserva spesso sotto alcuni metri di colluvie resti di pavimentazione e di muretti a secco oppure fossi e frammenti di mattoni romani.

# Frane e misure di prevenzione in Italia

---

L'Italia è un paese dove i movimenti franosi sono molto frequenti e diffusi. Un'indagine del 1970 ha censito oltre 3'000 frane attive che coprono una superficie di 150'000 ettari, corrispondente a 0,5% della superficie totale del territorio; in alcune regioni, come la Campania e la Sicilia, la percentuale sale ad oltre 1,1% del territorio. I motivi di questa diffusione vanno ricercati non solo nelle caratteristiche geologiche e geomorfologiche, ma anche nell'uso che è stato fatto del territorio. Dal punto di vista geologico la presenza di vasti depositi argillosi, frequenti soprattutto negli Appennini, costituisce un fattore predisponente. Le rocce argillose a contatto con l'acqua si imbevono, si rigonfiano, divengono scivolose e possono fluire anche su pendii poco inclinati; un caso noto è quello della frana di Ancona, che si è più volte riattivata in tempi recenti (l'ultima riattivazione avvenne nel 1983 ed il movimento interessò la strada e la ferrovia spingendosi fino al mare). Anche l'alternanza di rocce compatte ma fratturate e di rocce argillose favorisce i fenomeni franosi. Numerosi sono gli esempi di centri abitati costruiti su piastroni rigidi appoggiati su rocce argillose, dove i franamenti sono frequenti; tipici sono i casi di Orvieto e di Agrigento.

Un altro fattore predisponente alla franosità delle Alpi e degli Appennini, ma che caratterizza comunque tutte le catene montuose di origine recente, è l'energia di rilievo, cioè il sensibile dislivello fra le sommità e il fondovalle; a ciò si associa la ripidità dei versanti, particolarmente evidente nelle valli glaciali con profilo trasversale ad U. Nelle Alpi sono una cinquantina le frane note verificatesi dal 1200 ad oggi, che hanno mobilizzato un volume superiore a 1 milione di m<sup>3</sup>. Uno degli eventi più recenti è quello del luglio 1987 in Val Pola (Alta Valtellina), il cui accumulo fu stimato in 40 milioni di m<sup>3</sup>; la frana, che provocò una quindicina di vittime, raggiunse anche il versante opposto della valle dove risalì per 250 m.

Ai fattori indicati si aggiungono la sismicità e le condizioni climatiche. In occasione dei maggiori terremoti si verificano, infatti, nuove frane o si ha la riattivazione di quelle precedenti, come avvenuto per i terremoti del Friuli del 1976 e dell'Irpinia del 1980. Quanto al clima, non è solo l'entità media della precipitazioni, ma anche la loro distribuzione nel corso dell'anno, a favorire i fenomeni franosi. È ormai ben noto che ad ogni autunno in Italia, in occasione di precipitazioni intense, si innescano numerose frane.

In Italia, come negli altri paesi ad elevato popolamento, oltre a quelli naturali, vi sono sicuramente fattori antropici che determinano l'accentuarsi della franosità. L'intensa urbanizzazione su pendii di dubbia stabilità, la mancata regimazione dei flussi idrici a causa dello spopolamento delle zone più elevate, la scarsità della copertura vegetale determinata dall'intenso disboscamento, la costruzione di strade che tagliano i versanti, ecc..., sono i principali fattori antropici, fra di loro correlati, dei dissesti nel paese.

La prevenzione di questi fenomeni, in particolare di quelli di maggiori dimensioni, non è facile, soprattutto in mancanza di una adeguata politica che consideri globalmente e in modo integrato tutti i fattori sopra indicati. Per quanto riguarda le frane minori, si ottengono risultati positivi soprattutto, allontanando dalla zona franosa le acque superficiali e sotterranee, che sono uno dei principali fattori predisponenti il movimento. Ciò viene realizzato con la costruzione di fossi di gronda e drenaggi, che permettono di liberare il corpo di frana dalle acque superficiali e di percolazione profonda. Le pareti rocciose instabili possono essere bonificate provocando artificialmente il crollo dei blocchi pericolanti; talora vengono rinforzate al piede mediante contrafforti in calcestruzzo e cemento armato o gabbionate (cioè reti metalliche che contengono ciottoli) o anche con tiranti in acciaio e chiodature (palificazione) inserite nella massa in movimento e nel substrato roccioso stabile. Come protezione degli edifici e dei centri abitati vengono costruite barriere paramassi. Anche l'erosione dei corsi d'acqua, che scanzano la base del pendio provocandone l'instabilità, può essere ridotta con scogliere di massi o con gabbionate.

Per quanto riguarda i movimenti di maggiori dimensioni, gli interventi sono sempre problematici, una volta che il fenomeno si sia già innescato. È quindi indispensabile una politica di prevenzione che, attraverso opportune opere ingegneristiche di bonifica ed un corretto rimboschimento, consenta di ridurre l'imbibizione e l'erosione del suolo da parte delle acque ruscellanti e di consolidare il terreno

inconsistente o dissestato; a questa va aggiunta una politica di conoscenza e di previsione che permetta, nel caso di accelerazione dei fenomeni, un tempestivo e temporaneo allontanamento degli abitanti per salvaguardarne la vita e che offra indicazioni attendibili sull'instabilità dei versanti onde evitare la costruzione di edifici e altre strutture che potrebbero essere coinvolte in eventi franosi.

# Bibliografia

---

**BERNARDI, SMIRAGLIA** – *L'ambiente dell'uomo, introduzione alla geografia fisica.*  
Patron Editore

**BINI (a cura di)** – *Dispense di Geologia del Quaternario: Depositi di versante.*  
Milano, 1999

**BINI, CHINAGLIA (a cura di)** – *Corso di Geomorfologia: la dinamica dei versanti e le sue manifestazioni morfologiche.*  
Milano, 2000