



UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI NAPOLI
FEDERICO II

Scuola Politecnica e delle Scienze di Base

Dipartimento di Ingegneria Civile, Edile ed Ambientale

Corso di Laurea in Ingegneria per l'Ambiente ed il Territorio

Insegnamento: Geologia Applicata

APPUNTI DALLE LEZIONI

Prof. Paolo Budetta

“²⁴Quanto sono numerose le tue opere, Signore!

Tu le hai fatte tutte con sapienza,
la Terra è piena delle tue ricchezze.”

dal Salmo 104(103).

SOMMARIO

1.1 Legami chimici.....	8
1.2 Proprietà fisiche dei minerali	8
1.3 Definizione di roccia	10
1.4 I silicati.....	11
1.5 La consolidazione magmatica	14
1.6 Le rocce ignee	15
2. Costituzione interna della Terra e tettonica globale	18
2.1 La teoria della tettonica a placche	19
2.2 Movimenti dei margini e loro conseguenze	21
2.3 Margini divergenti.....	21
2.4 Margini convergenti	22
2.5 Margini trasformati	22
3. VULCANI E TERREMOTI.....	23
3.1 Eruzioni vulcaniche.....	23
3.2 Terremoti.....	24
4. ROCCE SEDIMENTARIE	30
4.1 TRASPORTO ED EROSIONE.....	30
4.2 SEDIMENTAZIONE	31
4.4 Granulometria.....	34
4.5 Degradazione (Weathering)	38
4.6 Idrolisi dei silicati.....	38
4.7 Limiti di consistenza (o di Atterberg)	39
5. ROCCE METAMORFICHE.....	41
5.1 Tipi di metamorfismo	42
6. GEOMORFOLOGIA	44
6.1 Carsismo - Paesaggi carsici.....	45
6.2 versanti in rocce carbonatiche (versanti di faglia).....	47
6.3 Morfologie fluviali	49
6.4 Gerarchizzazione dei reticoli fluviali	50
6.5 Dinamica fluviale	52
6.6 Profilo d'equilibrio e punto neutro.....	54
6.7 Processo di formazione dei terrazzi fluviali	56
6.8 Restringimento d'alveo	58
6.9 Sbarramenti da frana	58
6.10 Alvei pensili.....	59
6.11 Ostruzioni d'alveo e fenomeni di esondazione.....	61
6.12 Alvei tombati.....	62

6.13	Conoidi di deiezione.....	63
6.14	I laghi e la loro natura temporanea	64
6.15	Morfologie costiere	65
7.	TETTONICA.....	71
7.2	Meccanismo di formazione dei sovrascorrimenti.....	73
8.	STUDIO DELLE DISCONTINUITA' NELLE ROCCE	75
8.1	DISCONTINUITA' PRIMARIE E SECONDARIE.....	76
8.2	ORIENTAZIONE DELLE DISCONTINUITA'	77
8.3	Metodi di rappresentazione delle discontinuità.....	78
8.4	Proiezioni stereografiche.....	80
8.5	Proiezione polare.....	81
8.6	Proiezione equatoriale	83
8.7	spaziatura.....	88
8.8	apertura e materiale di riempimento dei giunti.....	88
9.	PRINCIPALI CARATTERISTICHE FISICHE E MECCANICHE DELLE ROCCE.....	89
9.1	Proprietà meccaniche principali	90
9.2	Proprietà e costanti elastiche delle rocce.....	96
10.	Principali impieghi dei materiali lapidei	102
10.1	I MATERIALI NATURALI DELLA CAMPANIA	108
10.2	Le rocce d'interesse industriale della Campania.....	112
11.	INDAGINI GEOGNOSTICHE.....	116
11.1	Indagine Geoelettrica.....	116
11.2	Indagine Gesismica	123
11.3	Le Indagini dirette (Perforazioni).....	127
12.	IDROGEOLOGIA.....	137
12.1	La Legge di Darcy	139
12.2	Il ciclo idrogeologico.....	145
12.3	Le sorgenti	150
12.4	Tipologie di opere di captazione	160
12.5	Complessi idrogeologici	162
13.	FRANE E STABILITA' DEI PENDII.....	164
13.1	La classificazione delle frane	167
13.2	<i>I FENOMENI EROSIVI</i>	177
13.3	DISTRIBUZIONE DI ATTIVITA' DELLE FRANE.....	179
13.4	Mobilità ed angolo di proiezione delle frane.....	181
13.5	Principali cause di innesco delle frane.....	184
13.6	Frane di prima generazione e riattivazione di dissesti quiescenti.....	190
13.7	PERICOLOSITA', VULNERABILITA' E RISCHIO.....	193

13.8	Carte inventario delle frane	194
	ALCUNI EVENTI CATASTROFICI VERIFICATISI NEL 20° SECOLO NEL MONDO.....	199

INTRODUZIONE

Questi appunti sono tratti dalle Lezioni del corso di “*Geologia Applicata*” tenute nell’ambito del corso di laurea triennale in Ingegneria per l’Ambiente ed il Territorio, presso la Scuola Politecnica e delle Scienze di Base dell’Università “Federico II” di Napoli.

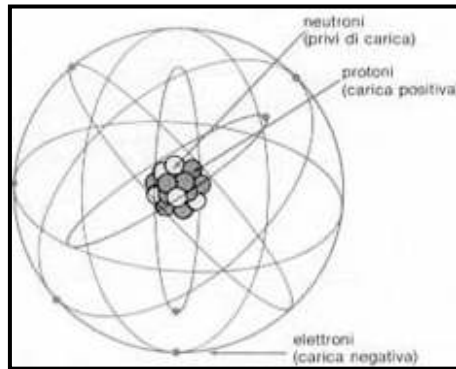
Essi non hanno la pretesa di fornire un quadro esaustivo di tutti gli aspetti connessi alla Geologia Applicata all’ingegneria, ma di fornire agli Allievi le premesse necessarie per successivi approfondimenti culturali, nell’ambito di materie di grande valenza professionale. Infatti, soprattutto negli ultimi anni, tematiche quali: la stabilità dei versanti, la pericolosità ed il rischio idrogeologico, i criteri di utilizzo, coltivazione e recupero ambientale delle aree dismesse, stanno assumendo una rilevanza via via maggiore e rappresentano conoscenze indispensabili per la formazione culturale del futuro Ingegnere per l’Ambiente ed il Territorio.

Alcuni degli argomenti qui affrontati, sono successivamente sviluppati ed approfonditi in altri corsi di lezioni quali: “Idrogeologia” e “Georisorse e rischi geologici”. Sarà possibile integrare i presenti appunti con altro materiale didattico scaricabile dal sito internet del docente.

1. MINERALI E ROCCE

Un minerale è una porzione omogenea di materia caratterizzata dalla presenza di un reticolo cristallino e da anisotropia delle proprietà vettoriali.

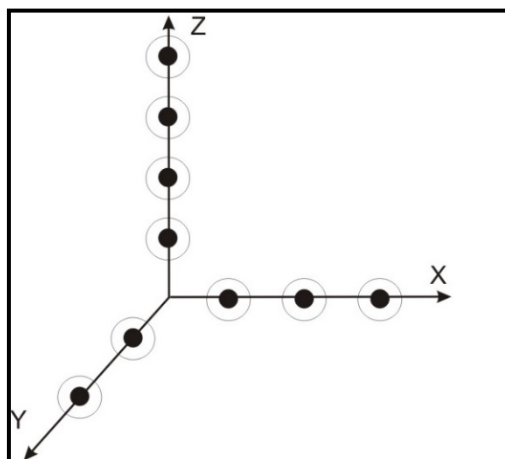
Il reticolo cristallino è l'insieme di atomi o ioni che formano il cristallo e che si dispongono nello spazio secondo un ordine ben preciso e seguendo leggi tipiche e caratteristiche di ogni singolo cristallo. Quest'ultimo, assume la forma di un solido geometrico.



Un atomo costituito da neutroni e protoni (nel nucleo) e di elettroni (sulle orbite esterne).

Che cosa è l'ANISOTROPIA?

Poiché gli ioni presenti in un cristallo si dispongono nelle tre direzioni dello spazio costituendo "filari" che possono contenere differenti numeri di ioni e poiché questi ioni interagiscono con l'energia incidente (qualunque essa sia) *vibrando* in diverso modo a seconda del filare colpito e del numero di ioni su di esso presente, il cristallo nel suo insieme si comporta in maniera selettiva, lasciando passare l'energia ricevuta, in diverso modo, nelle tre direzioni considerate.



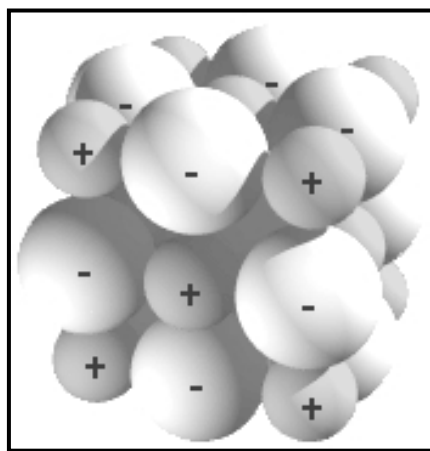
Esempio di disposizione degli ioni lungo le 3 direzioni dello spazio. Poiché in una sostanza anisotropa la materia non è uniformemente distribuita nello spazio, a seconda della direzione di propagazione dell'energia incidente, gli ioni interagiranno in maniera differente da caso a caso.

Tutti i cristalli sono anisotropi mentre le sostanze prive di reticolo cristallino sono amorfe e si comportano in maniera isotropa (ad esempio: il vetro).

Il comportamento anisotropo dei cristalli si manifesta quando essi sono interessati, ad esempio, da diverse forme di energia incidente quali: la luce, il calore, l'elettricità, il magnetismo, etc.

1.1 LEGAMI CHIMICI

Poiché gli ioni si dividono in cationi (ossia ioni con carica positiva) ed anioni (ioni con carica negativa), per l'equilibrio elettrochimico del cristallo è necessario che le cariche libere si neutralizzino a vicenda e quindi che anioni e cationi si leghino tra loro in diverso modo con LEGAMI differenti.



Esempio di legame ionico tipico del cloruro di sodio (NaCl).

I legami chimici si suddividono a grandi linee in **covalenti**, **ionici**, **metallici**, e **deboli** (o di Van der Waals).

1.2 PROPRIETÀ FISICHE DEI MINERALI

A) DENSITA'

Rapporto tra la massa del cristallo ed il suo volume. Diminuisce all'aumentare della temperatura.

B) PESO SPECIFICO

Rapporto tra la massa del minerale e la massa di un egual volume di H₂O distillata. Nella pratica a temperatura ambiente (20° C) i valori che si ottengono coincidono con la densità.

N.B.: Il peso specifico dei minerali più comuni oscilla intorno al valore di 2,65 g/cm³.

C) DUREZZA

È la proprietà dei minerali di opporsi a sollecitazioni meccaniche che tendono a scalfirli o penetrarli.

È funzione delle forze di legame (F) che uniscono gli ioni. Il valore di F è dato dalla seguente espressione:

$$F = 2z / (r - 1,40)^2$$

dove:

z = valore della carica presente sullo ione metallico;

r = raggio dello ione metallico, espresso in angstrom (Å). 1 angstrom = 1.0×10^{-10} metri.

Di seguito, si riportano i valori delle forze di legame (F) che uniscono le specie chimiche più comuni quali il Silicio (Si), l'Alluminio (Al), lo ione Ferrico (Fe^{3+}), lo ione Ferroso (Fe^{2+}); il Magnesio (Mg), il Manganese (Mn), l'ossido di calcio (CaO), il Sodio (Na), il Potassio (K) con l'Ossigeno (O):

Legame	Valore relativo della forza di legame (F)
Si - O	2,40
Ti - O	1,84
Al - O	1,65
Fe^{3+} - O	1,40
Mg - O	0,90
Fe^{2+} - O	0,85
Mn - O	0,80
CaO - O	0,70
Na - O	0,35
K - O	0,25

Nella pratica la Durezza dei minerali viene espressa mediante una scala empirica detta "**Scala di Mohs**".

1 TALCO	Si riga con l'unghia
2 GESSO	Si riga con l'unghia
3 CALCITE	Si riga con una lama di coltello o con il vetro comune
4 FLUORITE	Si riga con una lama di coltello o con il vetro comune
5 APATITE	Si riga con una lama di coltello o con il vetro comune
6 ORTOCLASIO	
7 QUARZO	Riga il vetro ed i minerali più teneri che lo precedono nella scala
8 TOPAZIO	
9 CORINDONE	
10 DIAMANTE	E' il minerale più duro di tutti e serve per tagliare quasi tutti gli altri minerali

D) SFALDATURA

Un minerale è sfaldabile se tende a rompersi lungo piani preferenziali, ove le forze di legame sono più deboli. Quasi tutte le superfici di sfaldatura brillano e tendono a confondersi con la lucentezza che caratterizza il Quarzo.

I Tipi di sfaldatura più comuni nei minerali sono quella:

Romboedrica: tipica della CALCITE

Ad angoli retti: tipica dell'ORTOCLASIO

Lamellare: tipica delle MICHE e dei MINERALI ARGILLOSI.

E) FRATTURA

E' la proprietà dei minerali di rompersi secondo superfici irregolari.

Distinguiamo: Frattura concoide

Frattura scagliosa

Frattura scheggiata

Frattura terrosa

F) COLORE

Un minerale irraggiato di luce bianca (quella del sole, di una lampada, ecc.) ci appare colorato quando assorbe totalmente o parzialmente le radiazioni di una data lunghezza d'onda; noi "vediamo" il colore che deriva dalla miscela dei colori spettrali non assorbiti o parzialmente assorbiti.

IL COLORE DIPENDE SPESSO DA IMPUREZZE CONTENUTE NEI RETICOLI CRISTALLINI.

G) PIEZOELETTRICITA'

E' la caratteristica di alcuni minerali, quali il QUARZO, di entrare in vibrazione (con pulsazioni molto regolari) quando vengono immessi in un campo elettrico, generato ad esempio da una pila. Questa caratteristica si sfrutta negli orologi al quarzo. All'opposto, se il minerale viene sollecitato meccanicamente lungo un asse di simmetria, in direzione ortogonale a tale asse si sviluppano delle cariche elettriche di segno opposto. Tale caratteristica viene ad esempio sfruttata negli accendini piezoelettrici.

1.3 DEFINIZIONE DI ROCCIA

Una roccia è un aggregato di minerali appartenenti ad una o più famiglie, che si uniscono tra loro in modo da formare masse abbastanza grandi della crosta terrestre. Questa definizione è particolarmente appropriata nel caso delle rocce cristalline.

Rispetto ai processi genetici che hanno formato le rocce, distinguiamo:

- 1) ROCCE ERUTTIVE: formano circa il 95% della crosta terrestre; rappresentano circa il 5% delle rocce che affiorano in superficie.
- 2) ROCCE SEDIMENTARIE: formano circa l'1% della crosta terrestre; costituiscono circa il 75% delle rocce affioranti in superficie (subaerea e sottomarina).
- 3) ROCCE METAMORFICHE: formano circa il 4% della crosta terrestre; costituiscono circa il 20% delle rocce affioranti in superficie subaerea e sottomarina.

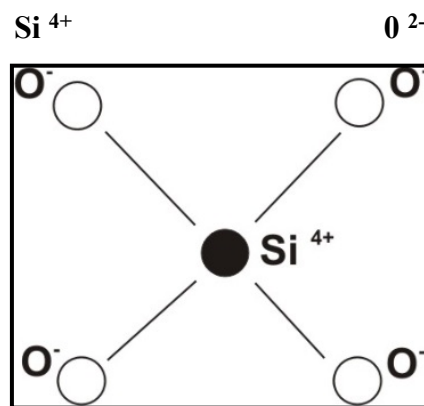
Roccia cristallina: è una roccia costituita da un aggregato di cristalli di minerali formatisi dal MAGMA, o precipitati da soluzioni acquose, o formatisi per fenomeni di ricristallizzazione.

Il Magma è un fuso silicatico ad alta temperatura ed allo stato ionico.

1.4I SILICATI

Si tratta di minerali molto importanti e diffusissimi sul pianeta e in tutto il sistema solare. Sono caratterizzati dalla presenza del SILICIO e dell'OSSIGENO.

Lo ione silicio presenta quattro cariche positive libere e raggio ionico molto piccolo, lo ione ossigeno invece ha due cariche negative saturabili e raggio ionico grande:



Lo ione silicio (con 4 valenze positive) si lega con 4 ioni ossigeno (ciascuno con 2 valenze negative), pertanto restano in totale 4 valenze negative da saturare e quindi si ha il tetraedro $(\text{SiO}_4)^{4-}$.

Le quattro valenze del silicio possono essere saturate da altrettanti ioni ossigeno, formando il radicale $(\text{SiO}_4)^{4-}$. Esso non esiste libero in natura poiché le valenze negative dell'ossigeno verrebbero immediatamente saturate o da altri ioni silicio o da ioni metallici a valenza positiva.

Il radicale $(\text{SiO}_4)^{4-}$ è quindi immaginabile come formato da 4 sfere più grandi (l'ossigeno) disposte ai vertici di un tetraedro (cioè di una piramide a base triangolare) al cui centro si colloca una sfera più piccola (il silicio).

Dalla modalità con cui si collegano i vari tetraedri tra di loro, si hanno tutti i tipi di silicati noti in natura, ossia:

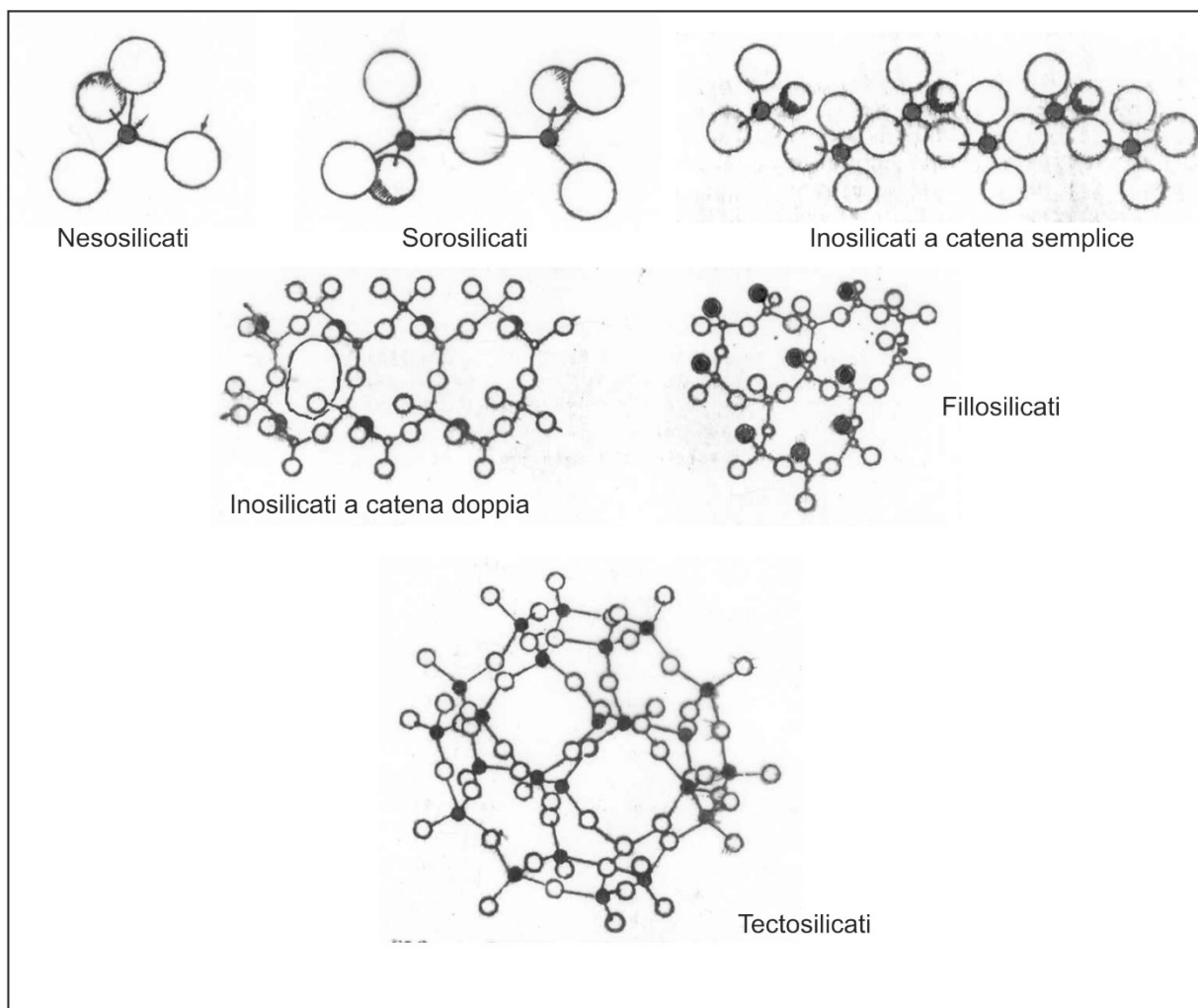
1) NESOSILICATI: presentano una struttura "ad isola", cioè con 2 ioni del tipo Mg^{2+} o Fe^{2+} che vanno a saturare il gruppo tetraedrico $(\text{SiO}_4)^{4-}$. Questa struttura è tipica di minerali chiamati OLIVINE.

2) SOROSILICATI: sono formati da 2 tetraedri uniti tra di loro per un vertice e le valenze libere dell'ossigeno sono saturate da ioni metallici quali, ad esempio il Calcio.

3) INOSILICATI: sono formati da catene di tetraedri uniti tra di loro per un vertice. Possiamo avere una catena semplice (tipica di minerali chiamati PIROSSENI) o una catena doppia (tipica di minerali chiamati ANFIBOLI).

4) FILLOSILICATI: sono costituiti da più catene saldate tra di loro a formare strati di tetraedri. Si ha quindi una disposizione planare che si ripete più volte nello spazio. Ogni piano di tetraedri è legato ad un altro mediante legami deboli di tipo Van Der Waals. Il minerale finisce per assumere un aspetto lamellare, tipico delle MICHE.

5) TECTOSILICATI: in questi minerali tutti i tetraedri sono collegati tra loro ed ogni ione ossigeno è allo stesso tempo legato a 2 ioni silicio. Ogni tanto, al posto del silicio può ritrovarsi il potassio, l'alluminio, il sodio o il calcio. Questa struttura è tipica dei FELDSPATI, dei FELDSPATOIDI e del QUARZO.



Rappresentazione schematica delle modalità di raggruppamento spaziale dei tetraedri (SiO_4)⁴⁻ nelle diverse famiglie di silicati.

Principali minerali del gruppo dei silicati oggetto di studio

QUARZO SiO_2

SILICATI SIALICI (Tectosilicati): cosiddetti perché contengono Silicio ed Alluminio nei loro reticoli cristallini. Vanno ricordati in particolare:

FELDSPATI (Ortoclasio) $\text{KSi}_3 \text{AlO}_8$ Viene anche detto “Sanidino” quando presente nelle rocce di alta temperatura

PLAGIOCLASI (Albite ed Anortite) $\text{NaSi}_3 \text{AlO}_8$ $\text{CaSi}_2 \text{Al}_2 \text{O}_8$

FELDSPATOIDI (Leucite e Nefelina) $\text{KSi}_2 \text{AlO}_6$ $\text{NaSi}_2 \text{AlO}_6$

SILICATI FEMICI (Ferromagnesiaci): cosiddetti perché contengono Ferro e Magnesio nei loro reticoli cristallini. Vanno ricordati in particolare:

PIROSSENI (inosilicati a catena semplice) Augite

ANFIBOLI (inosilicati a catena doppia) Orneblenda

OLIVINE (nesosilicati)

MICHE (fillosilicati)

Biotite e Muscovite (chiara alla prima e scura la seconda)

Il QUARZO ed i FELDSPATOIDI non possono coesistere nella stessa roccia perché se il magma di partenza fosse ricco in silice (SiO_2), essa si combinerebbe con i Feldspatoidi e darebbe origine ai Feldspati (Ortoclasio).

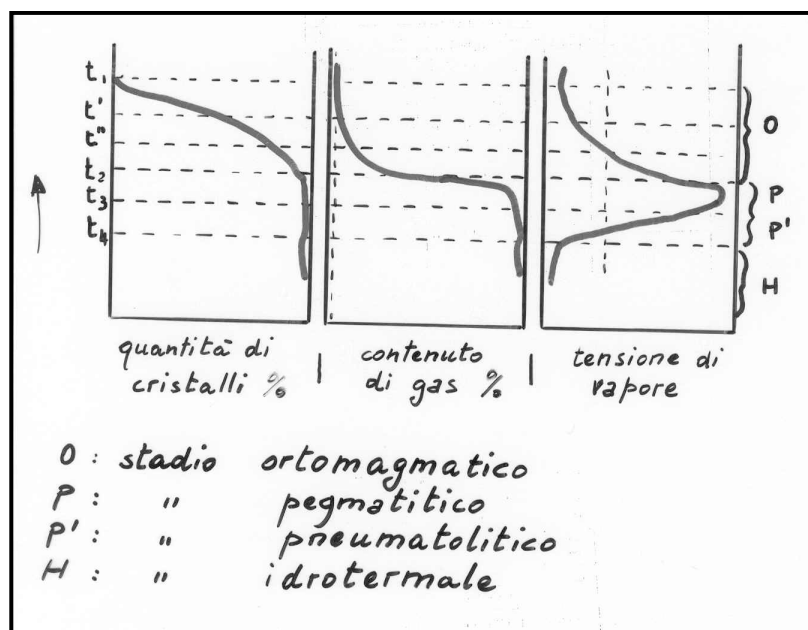
1.5 LA CONSOLIDAZIONE MAGMATICA

Il processo di consolidazione magmatica è quello che origina le ROCCE IGNEE. Nel corso della solidificazione la massa fusa si divide in cristalli ed in un residuo fuso. Il processo è fortemente influenzato dai gas presenti nel fuso e che si formano a mano a mano che la temperatura decresce.

Ogni liquido, e quindi anche il magma, ha il potere di sciogliere componenti volatili e sostanze allo stato gassoso. Questa SOLUBILITA' però ha un limite condizionato dalla pressione e dalla temperatura.

Definiamo TENSIONE DI VAPORE la pressione esercitata nel magma dai gas che tendono a dilatarsi (pressione interna) e che diviene tanto più elevata quanto maggiore è la quantità disciolta nella massa e quanto maggiore è la temperatura. Il limite massimo è condizionato dalla pressione esterna.

NEL MAGMA SI HA UN AUMENTO TERMICAMENTE RETROGRADO DELLA TENSIONE DI VAPORE



Rappresentazione schematica del processo di consolidazione magmatica

1.6 LE ROCCE IGNEE

Sono quelle che si formano, all'interno o all'esterno, della crosta terrestre provenendo dalla consolidazione del magma. A seconda dell'ambiente di solidificazione distinguiamo:

ROCCE INTRUSIVE: Solidificano nella crosta. I fattori che condizionano la consolidazione sono: Temperatura, Pressione ed Elementi volatili quali l'anidrite carbonica, il vapore acqueo, l'idrogeno solforato, etc. che fungono da catalizzatori, cioè accelerano le reazioni di consolidazione. La struttura di queste rocce può essere:

GRANULARE: la roccia si presenta totalmente cristallina (Struttura OLOCISTALLINA) ma con cristalli tutti grossomodo delle stesse dimensioni.

PORFIROIDE: la roccia è ancora totalmente cristallina (Struttura OLOCISTALLINA) ma si riconoscono cristalli più grossi "immersi" in una massa di cristalli più piccoli.

Il **Colore** di queste rocce è prevalentemente CHIARO se si tratta di rocce acide, cioè contenenti silicati salici quali il quarzo, l'ortoclasio, i plagioclasii. Oppure può essere SCURO se le rocce sono basiche, cioè contengono prevalentemente silicati femici quali la biotite, i pirosseni, gli anfiboli.

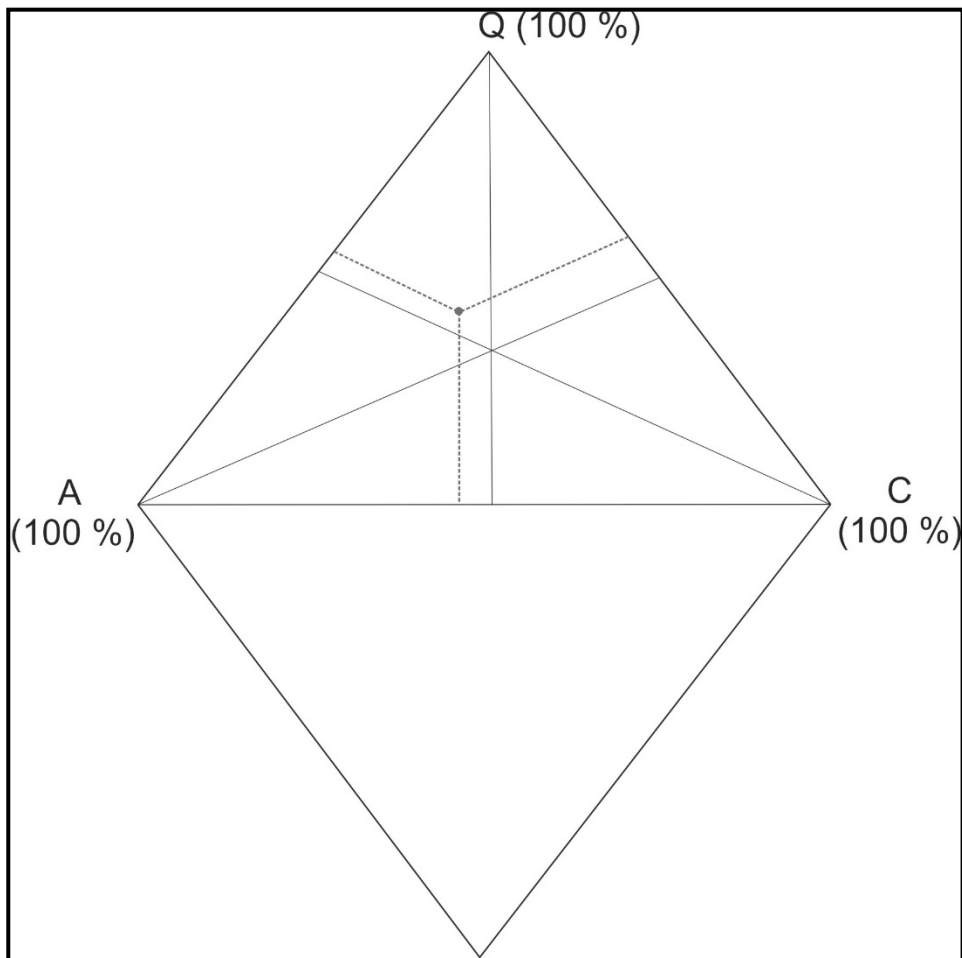
ROCCE FILONIANE: Solidificano in discontinuità delle rocce incassanti. I fattori che condizionano la solidificazione sono: la Pressione (stadio di consolidazione pegmatitico-pneumatolitico), la Temperatura e gli Elementi volatili. La struttura è sempre OLOCISTALLINA (sia granulare che porfiroide). La composizione è sempre acida (rocce acide a quarzo e feldspati). Il Colore è generalmente chiaro. Si distinguono:

Pegmatiti: provenienti da magma ricco di agenti volatili (gas) che determinano rapidità di accrescimento dei cristalli e struttura a grossi cristalli (porfiroide).

Apliti: provenienti da magma povero di gas volatili che determinano una struttura a piccolissimi cristalli.

ROCCE EFFUSIVE: Solidificano all'esterno della crosta terrestre o nei condotti vulcanici. I fattori che condizionano la consolidazione sono: la rapida caduta della temperatura e della pressione. Si forma quasi sempre una struttura VETROSA (detta anche *afanitica*, perché non si vedono cristalli nella roccia). In certi casi si può avere anche una struttura **PORFIRICA** (cosiddetta se si osservano grossi cristalli "immersi" in una massa vetrosa di fondo). Questa struttura si forma quando i primi cristalli si accrescono nel momento in cui il magma è ancora all'interno della crosta terrestre o nel condotto vulcanico. Poi la restante parte ancora fusa del magma viene espulsa all'esterno e quindi raffredda bruscamente non avendo il tempo per

cristallizzare. Il colore è quasi sempre scuro. In genere sono composte da fenocristalli (di ortoclasio-sanidino, di leucite) e da lava amorfa a struttura vetrosa.



Diagrammi doppio-triangulari per la classificazione delle rocce ignee (intrusive ed effusive). Viene utilizzato per la rappresentazione di una miscela ternaria (composta da 3 componenti). Una volta tracciate le altezze del triangolo rettangolo superiore (o inferiore) ed individuati i valori di percentuali da 0 a 100 %, il punto nero rappresenterà una miscela composta da percentuali variabili dei 3 componenti Q, A e C. Più in particolare, il componente Q avrà una percentuale di circa il 50 %, il componente A avrà una percentuale di circa il 30 % ed infine il componente C avrà una percentuale di circa il 20 %. In questo modo si possono rappresentare tutte le possibili composizioni di miscele ternarie.

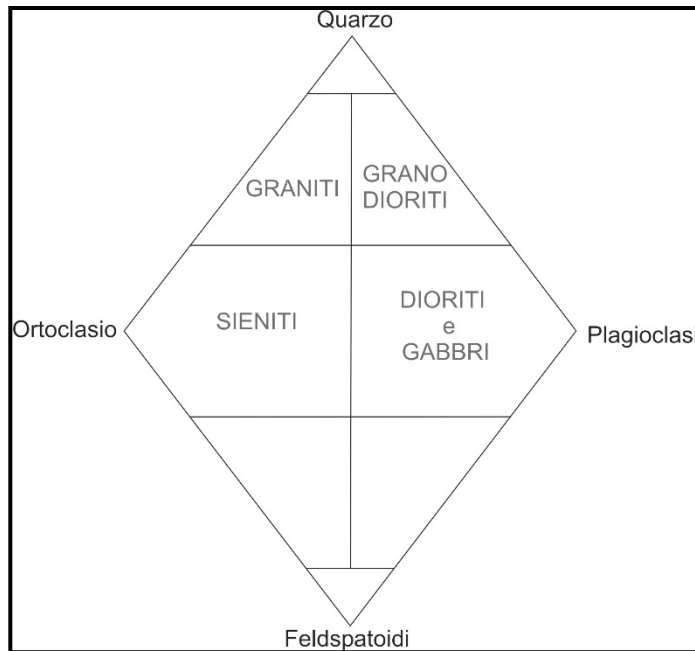


Diagramma utilizzato per la classificazione delle rocce ignee **intrusive**. Spostandosi da sinistra verso destra, le rocce diventano sempre più scure (ricche in femici). Spostandosi invece dall'alto verso il basso, la quantità di quarzo diminuisce sempre di più (si passa da rocce acide a rocce basiche) ed aumentano i feldspatoidi (in particolare la leucite). Nei campi sono indicate solo le rocce più importanti e di uso più comune nelle applicazioni ingegneristiche.

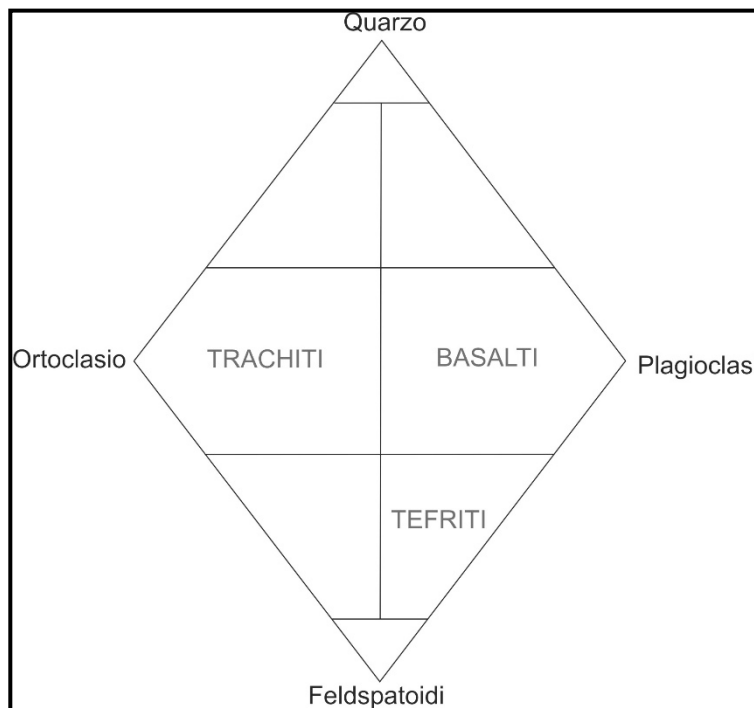


Diagramma utilizzato per la classificazione delle rocce ignee **effusive**. In questo caso, il colore delle rocce è quasi sempre scuro. Nei campi sono indicate solo le rocce più importanti e di uso più comune nelle applicazioni ingegneristiche.

2. COSTITUZIONE INTERNA DELLA TERRA E TETTONICA GLOBALE

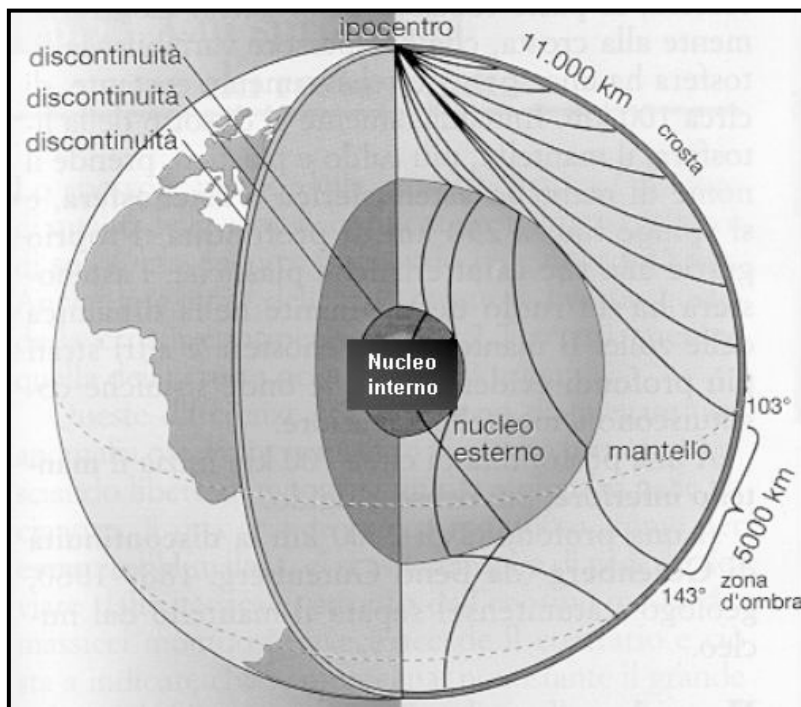
La struttura interna della Terra è nota grazie ai dati forniti dalla GEOFISICA. Si distinguono un NUCLEO e due involucri concentrici (il MANTELLO e la CROSTA ESTERNA).

Il **nucleo** sarebbe costituito da elementi a densità molto elevata che proverrebbero da MATERIA SOLARE indifferenziata, costituita cioè da atomi di idrogeno con protoni tanto ravvicinati da conferire alla materia una densità elevatissima e prossima a 10 T/m^3 .

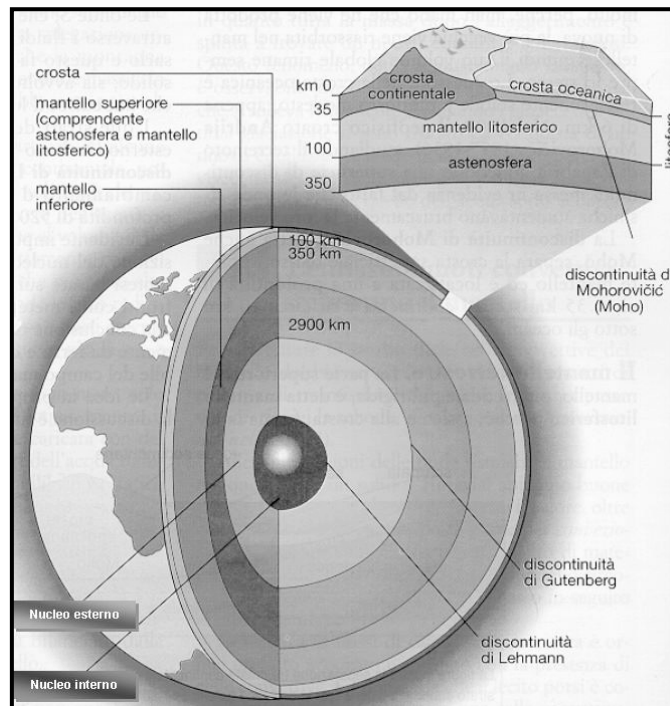
Poiché le rocce che formano la crosta esterna hanno densità media di $2,7 - 2,8 \text{ T/m}^3$ mentre invece la densità media della Terra è circa pari a $5,5 \text{ T/m}^3$ è evidente che il nucleo stesso deve avere una densità molto elevata.

Il **mantello** ha densità media pari a circa $4,0 \text{ T/m}^3$ e dovrebbe essere per buona parte allo stato fuso. In esso si sviluppano moti convettivi che riequilibrano eventuali differenze di temperatura che si creano per raffreddamento ed irraggiamento di calore verso l'esterno.

La **crosta** è formata in prevalenza da silicati con Alluminio (SIAL = silico-alluminati); è solida con spessore massimo di circa 30 Km.

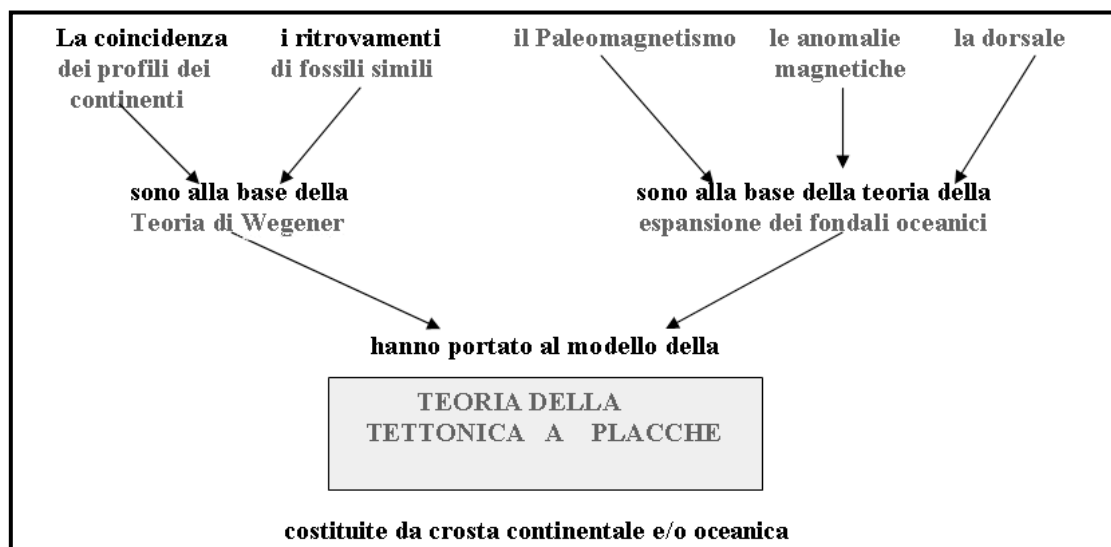


La struttura interna, a gusci concentrici, della Terra è stata riconosciuta mediante lo studio della propagazione delle onde sismiche. Le onde di taglio (trasversali) non si propagano nei liquidi mentre le onde di compressione (longitudinali) subiscono fenomeni di rifrazione al passaggio tra materiali caratterizzati da differenti densità. Questi passaggi sono conosciuti con il nome di "discontinuità" e ve ne sono tra la crosta ed il mantello, tra il mantello ed il nucleo e nel nucleo stesso (nucleo interno e nucleo esterno).



La figura mostra in dettaglio la struttura della crosta che si divide in una crosta “oceanica” più pesante, al di sopra della quale “galleggia” (per effetto di isostasia) la crosta continentale più leggera e di natura prevalentemente sialica. Quest’ultima si identifica sostanzialmente con i continenti emersi. Sia la crosta oceanica che quella continentale si muovono sul mantello a causa di moti convettivi di durata secolare che lo interessano. Di qui si origina il fenomeno noto come “deriva dei continenti”.

2.1 LA TEORIA DELLA TETTONICA A PLACCHE



Fattori ed evidenze sperimentali che hanno portato alla definizione della teoria della Tettonica a placche

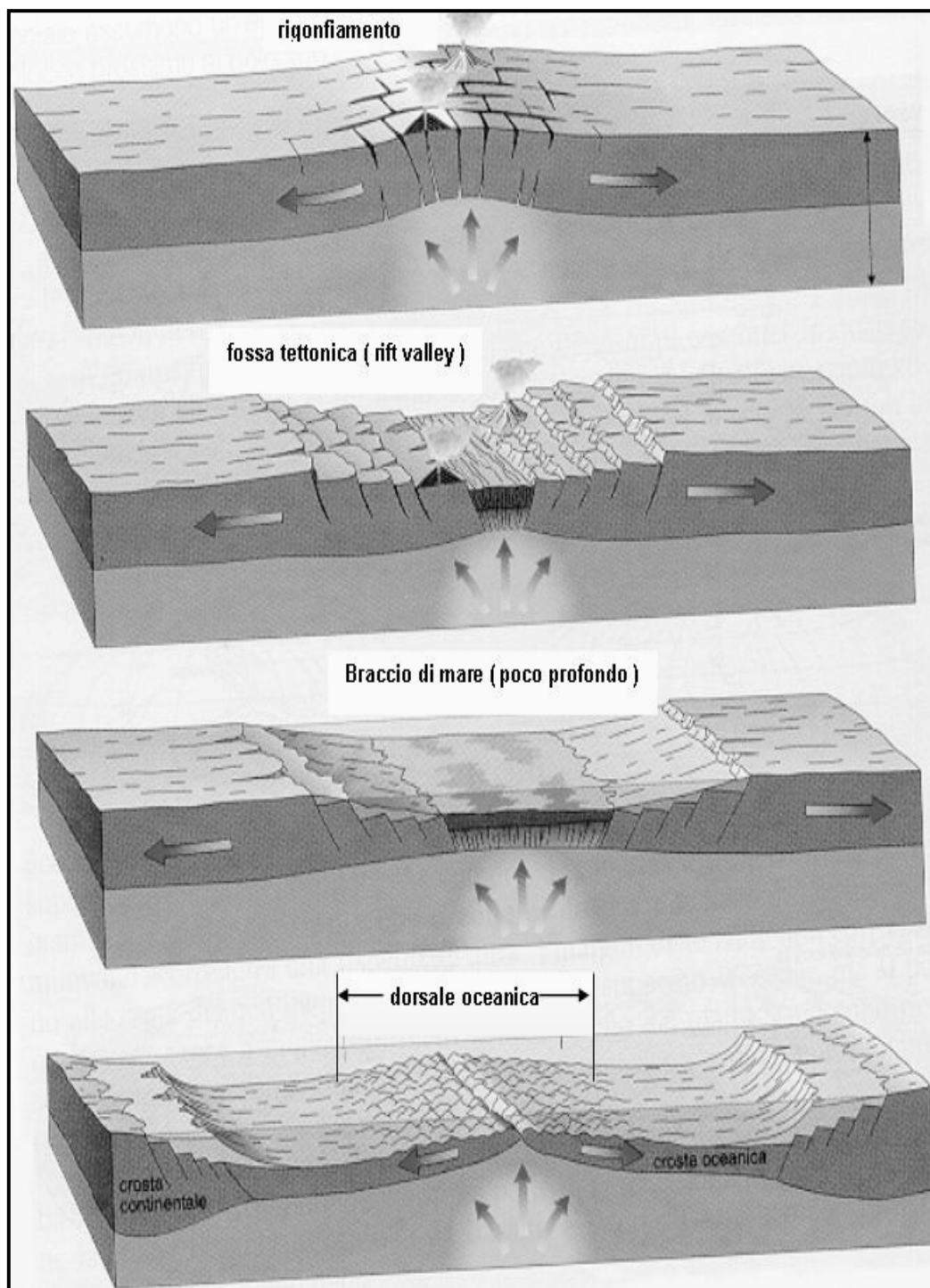
Secondo questa teoria, la litosfera sarebbe divisa in circa una ventina di frammenti rigidi e di diverse dimensioni: le Placche o Zolle. Queste sono giustapposte come le tessere di un mosaico, non sono ferme ma si muovono l'una rispetto all'altra. Ogni placca, in linea di massima, ha un basamento di materiale denso di rocce decisamente basiche, cui si sovrappongono la crosta oceanica formata da basalti e la crosta continentale, sialica, formata essenzialmente da rocce granitiche; vi sono però placche in cui è presente solo crosta oceanica ed altre in cui è presente solo crosta continentale. Ovviamente, in funzione della densità dei materiali di cui sono costituite, le placche hanno comportamento diverso: le granitiche, più leggere, tendono a restare in alto; le basaltiche, più pesanti, tendono a sprofondare. I margini di separazione tra una placca e l'altra sono le zone in cui avviene il movimento reciproco che può comportare fenomeni di divergenza (allontanamento delle placche) o convergenza (avvicinamento e collisione tra le placche).



Le zolle o placche in cui è suddivisa la superficie terrestre

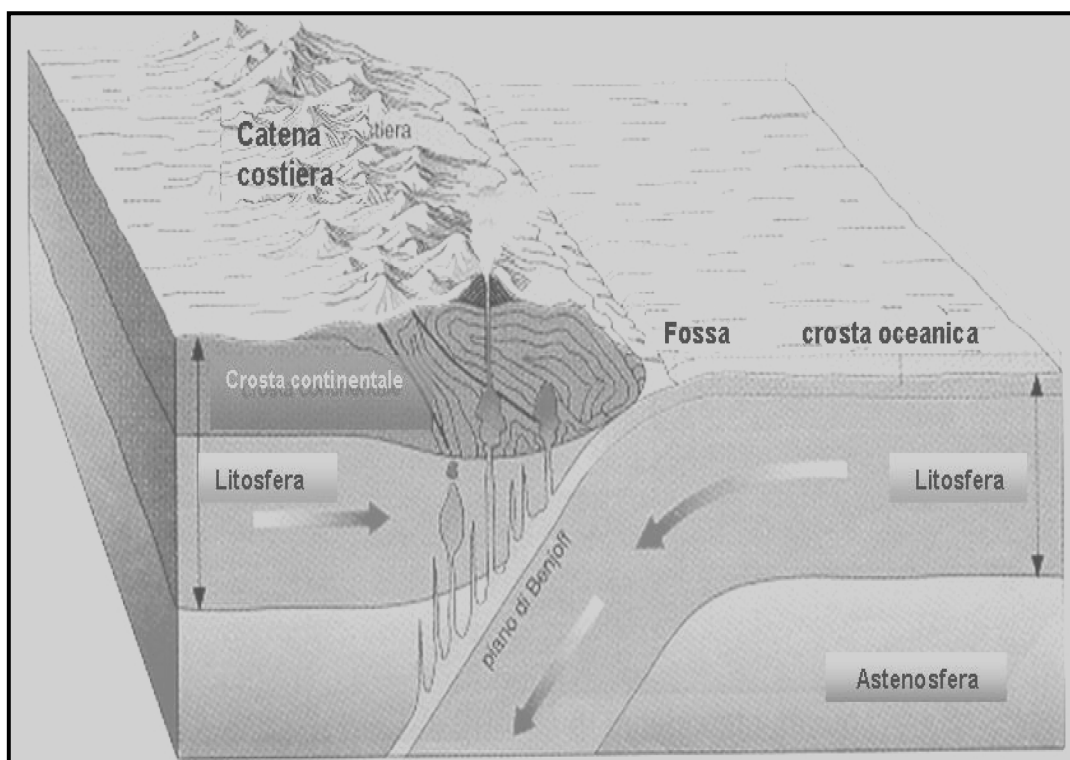
2.2 MOVIMENTI DEI MARGINI E LORO CONSEGUENZE

2.3 MARGINI DIVERGENTI



Nelle zone in cui avviene questo fenomeno si verifica una distensione della litosfera e lo spessore crostale diminuisce sempre di più fino a portare alla lacerazione della crosta, i magmi profondi risalgono lungo le grandi fratture che vengono a crearsi e danno origine ad una intensa attività vulcanica; le rift valley (tra le quali la più imponente e spettacolare è in Africa Orientale) hanno questa origine. Quando il fondo della fossa raggiunge il livello del mare, le acque la invadono e si genera un oceano in espansione. La lunga linea di vulcani che è caratteristica di questa struttura viene chiamata DORSALE. La dorsale più famosa e studiata è la dorsale medioatlantica, che attraversa in senso longitudinale tutto l'oceano Atlantico.

2.4 MARGINI CONVERGENTI



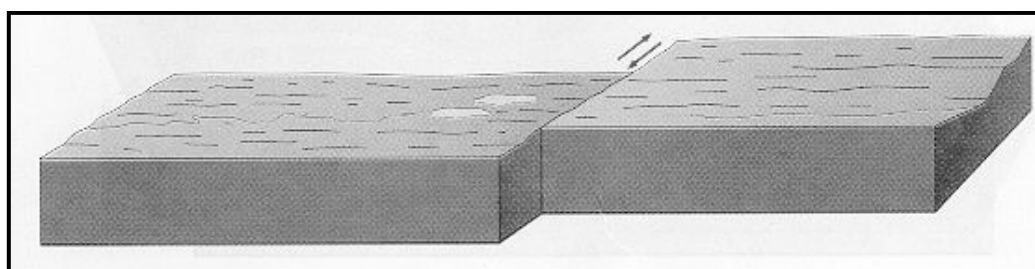
La notevole differenza di densità tra le due placche fa sì che sia la placca oceanica ad immergersi sotto quella continentale (con i relativi Piani di Benjoff) poiché più densa e pesante. La crosta continentale risponde alle spinte dell'altra deformandosi, ripiegandosi ed "accartocciandosi". Nasce in questo modo il fenomeno dell'orogenesi (o nascita di sistemi montuosi), che vede catene di rilievi allineate lungo le coste. Sono sempre presenti fenomeni vulcanici.

2.5 MARGINI TRASFORMI

In alcuni casi il movimento reciproco delle zolle non vede né subduzione né accavallamento, ma scivolamento, scorrimento laterale, senza che i due blocchi si avvicinino o si allontanino.

Il moto di scorrimento può essere dovuto a diversa velocità di movimento delle zolle oppure a movimento opposto lungo il piano di contatto tra i due blocchi, piano che prende il nome di Faglia.

Una tra le più famose faglie è quella di S. Andreas, in California, responsabile dei grandi terremoti che periodicamente devastano l'area di San Francisco e le zone vicine, originati dallo "sfregamento" tra la placca del Pacifico e la placca nordamericana.



Esempio di margine trasforme

3. VULCANI E TERREMOTI

3.1 ERUZIONI VULCANICHE

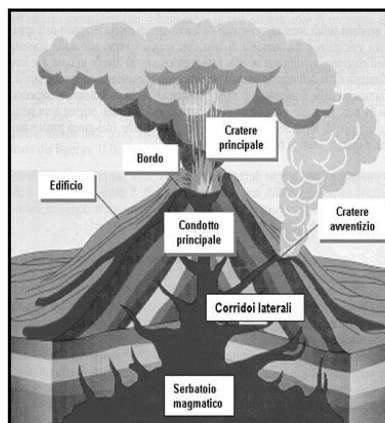
La composizione dei magmi e la loro temperatura non sono direttamente determinabili, poiché non è possibile accedere in alcun modo alla camera magmatica. Si può però affermare che il magma è un miscuglio di sostanze ad alta temperatura, vicine al punto di fusione e/o parzialmente fuse. Gli elementi più abbondanti dei magmi sono: silicio (Si), ossigeno (O), alluminio (Al), ferro (Fe), calcio (Ca), magnesio (Mg), potassio (K) e sodio (Na); i minerali più frequenti sono il quarzo, costituito da *silice* (SiO_2), e diversi altri silicati.

Il **contenuto in silice** influisce sostanzialmente sulle caratteristiche dei magmi, ne determina la classificazione e il comportamento. Si hanno:

Magmi acidi: hanno contenuto in silice superiore al 65%; sono molto viscosi, perciò scorrono lentamente e con difficoltà. Originano lave viscose, che scorrono con difficoltà e tendono ad accumularsi sui fianchi del vulcano, generando coni con pendii assai ripidi. Solidificando, danno origine a rocce di colore chiaro, dovuto al quarzo e ai silicati presenti; tali rocce prendono il nome di sialiche.

Magmi intermedi: hanno contenuto in SiO_2 compreso tra il 52% e il 65%; hanno caratteristiche fisiche e composizione mineralogica intermedia rispetto ai precedenti.

Magmi basici: hanno contenuto in SiO_2 che si aggira intorno al 40%; sono poco viscosi, quindi scorrono con facilità non solo a causa della loro composizione chimica, ma anche perché la loro temperatura è in genere molto alta e perché contengono una notevole quantità di gas e acqua. Originano lave molto fluide, che scorrono con estrema facilità e coprono ampie superfici. Solidificando, danno origine a rocce di colore scuro – nere o rossastre o verde-oliva – dette femiche.



Schema tipo di apparato vulcanico centrale

3.2 TERREMOTI

Un Terremoto o Sisma può essere definito come una improvvisa e violenta vibrazione del suolo. I terremoti che si verificano ogni anno sulla Terra sono circa un milione, ma solo un migliaio di questi viene avvertito dalla popolazione; gli altri sono solo registrabili con opportune apparecchiature (terremoti strumentali).

Le vibrazioni del suolo, dette scosse sismiche, hanno durata molto variabile, da pochi secondi a qualche minuto e possono verificarsi come evento isolato oppure inserite in un contesto molto più ampio; le zone interessate possono essere assai circoscritte oppure di grande estensione. Il Terremoto ha origine in un punto, detto **ipocentro**, all'interno della crosta terrestre. Dall'ipocentro si propagano in tutte le direzioni onde elastiche chiamate onde sismiche. Il punto sulla superficie terrestre perpendicolare all'ipocentro, che è anche il primo ad essere raggiunto dalle onde sismiche, si chiama **epicentro**.

In base alla causa della liberazione di energia si distinguono:

Terremoti vulcanici: legati a movimenti del magma;

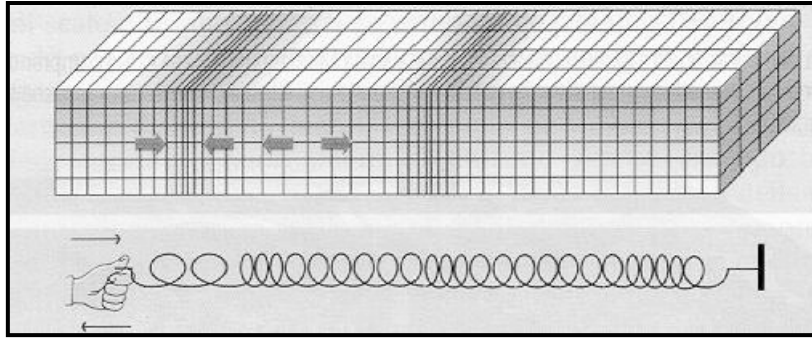
Terremoti da crollo: legati a sprofondamento di cavità ipogee (di solito molto circoscritti e di bassa intensità);

Terremoti tettonici: legati a movimenti di masse rocciose lungo una linea di frattura profonda della crosta, detta faglia.

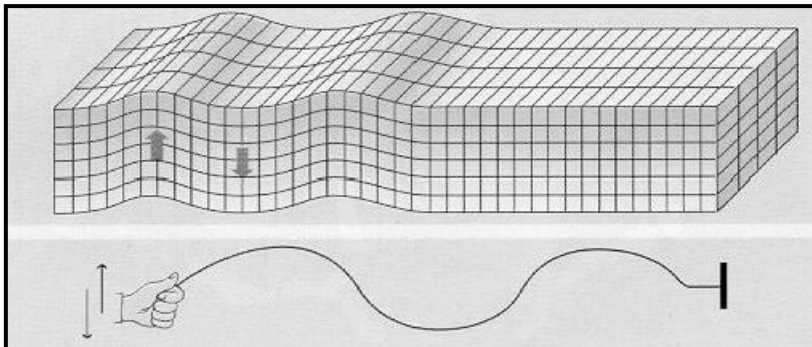
L'energia liberata dall'ipocentro in corrispondenza del punto di fratturazione, si propaga in tutte le direzioni attraverso due tipi di onde: le **onde longitudinali** o di compressione (dette onde P, primarie), simili a quelle che si producono quando si deforma una molla, e le **onde trasversali** o di taglio (dette onde S, secondarie), simili a quelle che si originano facendo oscillare una corda fissata ad un estremo. Al passaggio delle onde P le particelle interessate oscillano nella stessa direzione di propagazione dell'onda e ciò provoca la dilatazione e la compressione alternate del materiale.

Nel caso delle onde S, l'oscillazione avviene perpendicolarmente alla direzione di propagazione dell'onda, in pratica le particelle si muovono in su e in giù.

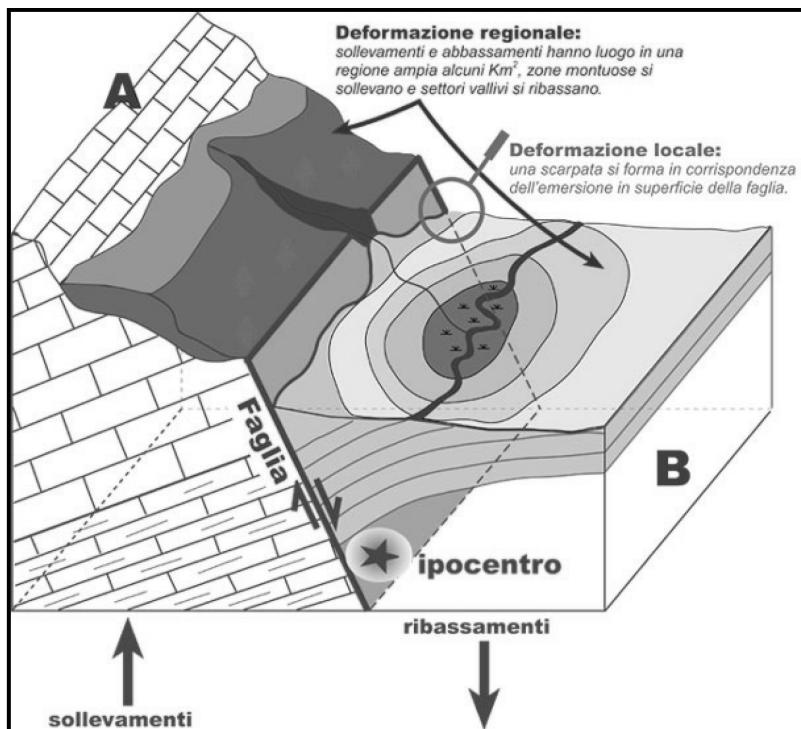
Sia le onde di compressione che quelle di taglio sono onde elastiche, infatti non deformano in modo permanente i materiali che attraversano. In simulazioni di laboratorio si è inoltre visto che le onde di compressione attraversano senza problemi sia i materiali solidi che quelli liquidi e fluidi; le onde di taglio, invece, possono essere trasmesse dai solidi, ma si smorzano fino a scomparire se incontrano fluidi o liquidi.



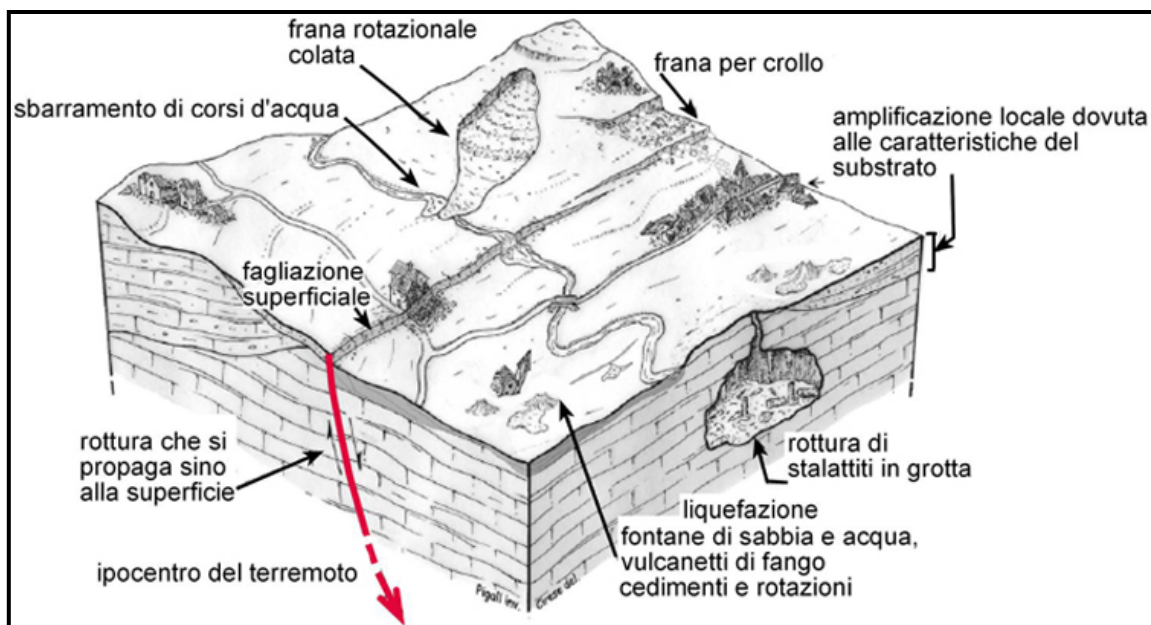
Simulazione dei movimenti che le onde P **longitudinali** provocano nelle rocce (movimenti di compressione e dilatazione alternati).



Simulazione dei movimenti che le onde S **trasversali** provocano nelle rocce (l'oscillazione avviene perpendicolarmente alla direzione di propagazione dell'onda, in pratica le particelle si muovono in su e in giù).



Meccanismo di formazione di una faglia ed aree, in superficie, interessate dallo stesso grado di danneggiamento. Le linee concentriche che delimitano le aree a diversa gradazione di grigio si chiamano isosite.



Principali effetti al suolo che possono manifestarsi a seguito di un sisma di forte entità.

Esistono due modi di misurare l'entità di un sisma: la scala Mercalli e quella Richter.

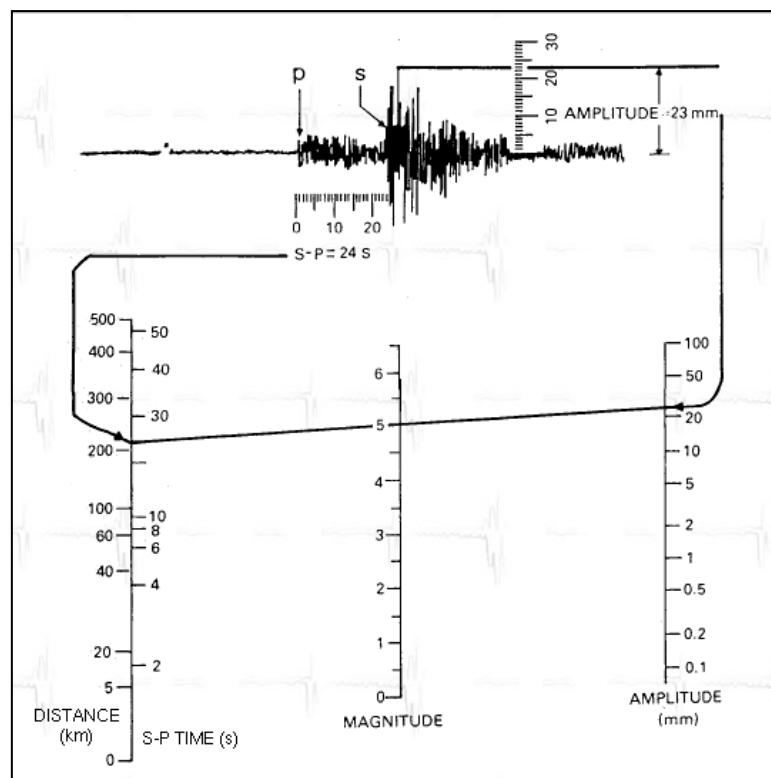
La **scala Mercalli** misura gli effetti che un sisma produce sul territorio e, in particolare, sulle costruzioni e sull'uomo. La sua misurazione non può essere oggettiva, infatti i danni causati, a parità di intensità di scossa, dipendono da fattori esterni al fenomeno, quali possono essere la stabilità di una costruzione, i criteri di costruzione, la natura del territorio colpito.

La **scala Richter** riporta invece i valori di **Magnitudo** (M), cioè la quantità di energia liberata durante un evento sismico, e quindi rappresenta una misura oggettiva del fenomeno. Il valore massimo fino ad oggi registrato è di Magnitudo 9,8.

Scala Mercalli	Scala Richter
I. Avvertito quasi da nessuno	$M = 2,5$ Generalmente non avvertita
II. Avvertito da pochissime persone	
III. Molti avvertono un tremore ma non si rendono conto che è un terremoto.	$M = 3,5$ Avvertito da molte persone
IV. Sentito da molti come se un camion avesse urtato un edificio	
V. Sentito quasi da tutti; molte persone si svegliano nel sonno. Alberi e lampioni oscillano	
VI. Sentito da tutti: molte persone corrono all'aperto; si sposta il mobilio e si verificano lievi danni.	$M = 4,5$ Può verificarsi qualche danno locale

VII. Tutti corrono all'apertoLe strutture deboli sono notevolmente danneggiate. Lievi danni alle altre strutture.	
VIII. Le strutture antisismiche sono leggermente danneggiate; le altre crollano.	M = 6,0 Terremoto distruttivo
IX. Tutti gli edifici sono notevolmente danneggiati; in molti si spostano le fondamenta. Notevoli spaccature nel terreno.	
X. Molte strutture distrutte. Il terreno presenta grandi spaccature.	M = 7,0 Terremoto disastroso
XI. Quasi tutte le strutture cadono. I ponti crollano. Spaccature molto ampie nel terreno	M = 8,0 e oltre Terremoto catastrofico
XII. Distruzione totale. Le onde sismiche sono visibili sulla superficie e gli oggetti vengono scagliati verso l'alto.	

Richter per primo ha sviluppato un metodo per misurare l'energia rilasciata da un terremoto (Magnitudo) utilizzando i tempi di arrivo delle onde S e P e l'ampiezza massima delle onde S registrati da un particolare tipo di sismometro (Wood-Anderson), in California. Pertanto questa magnitudo si definisce "locale" (M_L). Senza entrare nei dettagli, il criterio utilizzato da Richter per ricavare la Magnitudo locale è illustrato nella figura seguente.



Metodo originario sviluppato da Richter per misurare la magnitudo locale, in California.

Si misura l'ampiezza massima delle oscillazioni registrate al sismogramma (ad esempio, nella figura di cui sopra 23 mm) ed il tempo di ritardo tra l'arrivo delle onde P (più veloci) e quelle S (più lente) con periodo di circa 1 secondo. Nella figura di cui sopra, ad esempio $S-P = 24$ s. Si entra quindi nel normogramma della figura in corrispondenza dei valori 23 mm (ampiezza) e 24 s (ritardo) e si ottiene una magnitudo locale $M_L = 5$.

Quindi maggiore è l'energia intrinseca rilasciata dal terremoto e maggiore sarà l'ampiezza del movimento del suolo, ad una data distanza dal sismometro. Si osservi infatti che il ritardo è correlato ai valori di distanza (in km) dalla sorgente sismogenetica.

Il metodo standard utilizzato in molte parti del mondo è quello di far riferimento alla “Magnitudo momento” (M_w) che è indipendente dal tipo di sismometro utilizzato. Si ricorda che in Fisica il “Momento di una forza” è dato dal prodotto vettoriale tra il braccio per la forza ($\vec{r} \times \vec{F}$). L'unità di misura del Momento torcente è Newton x metro.

Si abbiano i due lembi di una faglia a contatto tra loro lungo il piano di faglia ed in moto relativo uno rispetto all'altro (es.: faglia diretta, inversa o trascorrente). Il Momento del terremoto (M_o) che si genera sarà dato da:

$$M_o = \text{Rigidità} \times \text{Area della superficie di faglia} \times \text{Spostamento lungo il piano}$$

La rigidità sarà data dalla resistenza al taglio lungo il piano di faglia. Quindi per conoscere il Momento è necessario avere una serie di elementi che si possono ricavare da dati strettamente sismologici e sui quali in questa sede non ci si dilunga.

L'equazione che consente di ricavare la Magnitudo momento (M_w) in base al Momento del terremoto è la seguente:

$$M_w = \frac{2}{3} (\log_{10} M_o - 16.05)$$

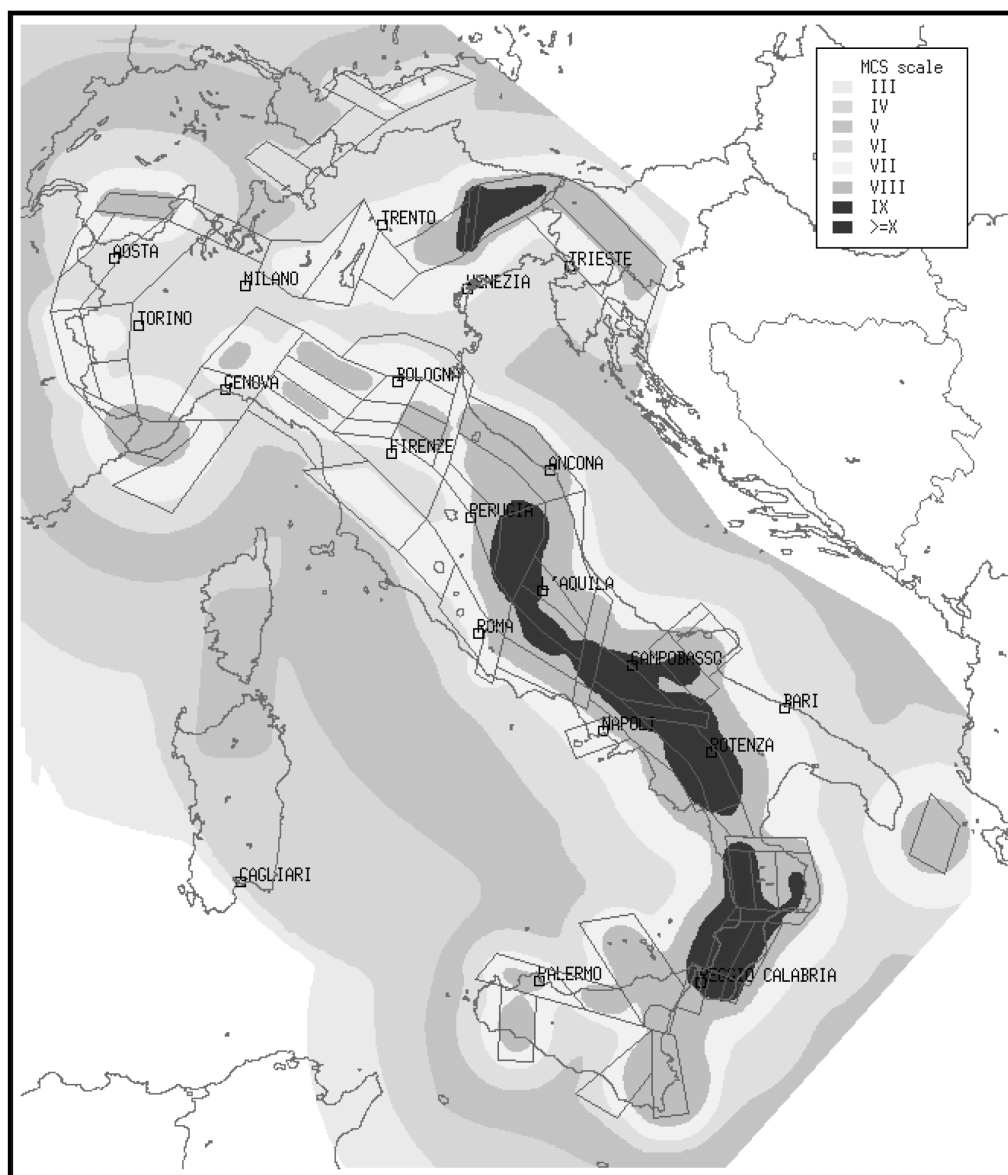
Una volta ricavata la Magnitudo, è possibile risalire all'energia (E_s) rilasciata durante il terremoto utilizzando la seguente formula dovuta a Richter e Gutenberg:

$$\log E_s = 11.8 + 1.5 M_w$$

ove l'energia E_s è espressa in *erg* (ossia, il lavoro compiuto da una forza di una *dine* necessario per spostare di un *centimetro* una massa di 1 g).

L'energia rilasciata da un terremoto è proporzionale all'ampiezza di oscillazione elevata a 3/2 e poiché si usa il logaritmo in base 10 una magnitudo 4,0 è quindi pari a 1000 volte quella di una

magnitudo 2,0. Come esempio, una magnitudo 4,0 è analoga all'esplosione, nel raggio di 100 km, di una bomba contenente 1000 tonnellate di tritolo.



Mappa della Pericolosità sismica in Italia: massima intensità macrosismica (scala Mercalli-Cancani-Siberg MCS) con periodo di ritorno pari a 475 anni.

4. ROCCE SEDIMENTARIE

4.1 TRASPORTO ED EROSIONE

Esistono moltissime modalità di trasporto dei sedimenti:

Trasporto ad opera dei corsi d'acqua;

Trasporto eolico;

Trasporto ad opera delle correnti marine e delle maree;

Trasporto ad opera dei ghiacciai.

Il tipo di *trasporto* che comunque più degli altri contribuisce alla formazione di grandi corpi sedimentari è quello che avviene ad opera dell'acqua.

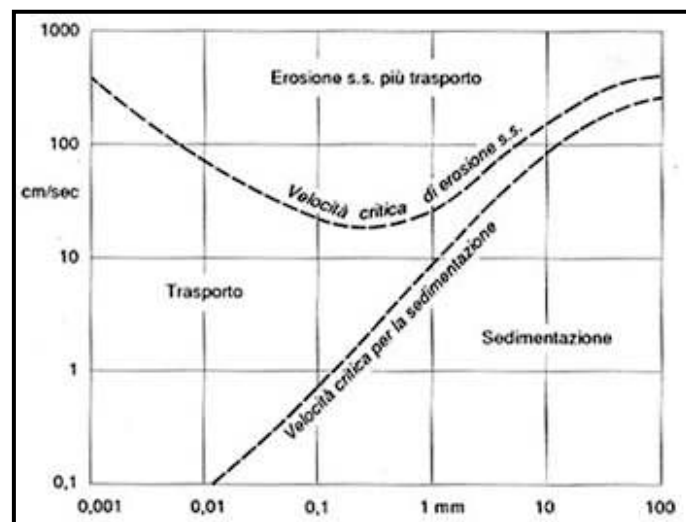


Diagramma di Hjulstrom.

La deposizione delle particelle solide avviene quando il flusso della corrente rallenta il suo movimento a tal punto da non essere più in grado di sostenere anche il movimento dei sedimenti in esso contenuti. Questi infatti, per gravità, abbandonano il mezzo che li aveva fin lì trasportati e si accumulano l'uno sopra l'altro sul fondo del fiume o del bacino.

I processi di trasporto si dividono essenzialmente in due tipi: quello in cui il mezzo trasportante e i sedimenti sono l'uno indipendente dall'altro, (ad esempio, trasporto operato dai fiumi o dalle correnti marine) e quello in cui il solido e il fluido hanno un comportamento d'insieme come se si trattasse di unico corpo (ad esempio le frane, le colate o le correnti di torbida).

In quest'ultimo caso si parla di trasporto di **massa** contrapposto all'altro chiamato **particellare**.

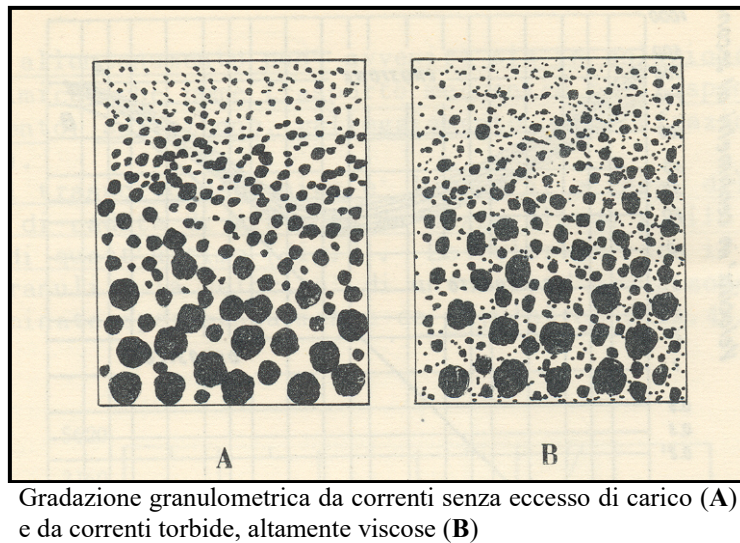
4.2 SEDIMENTAZIONE

Il processo di sedimentazione avviene compatibilmente con le capacità di trasporto del mezzo.

Distinguiamo:

Deposizione da correnti senza eccesso di carico (A) per le quali si ha deposizione delle **classi granulometriche** (*vedi in seguito*) compatibili con le capacità di trasporto del mezzo.

Deposizione da correnti con eccesso di carico (**Correnti torbide - B**) che lasciano sedimentare contemporaneamente anche le frazioni granulometricamente più fini.



Nel caso A vi è prevalentemente l'effetto della gravità sulle particelle di peso via via minore.

Nel caso B è l'elevata viscosità del mezzo che favorisce il trascinamento verso il basso delle particelle contemporaneamente e non per effetto della gravità.

Ambienti di sedimentazione

Continentali

Marini

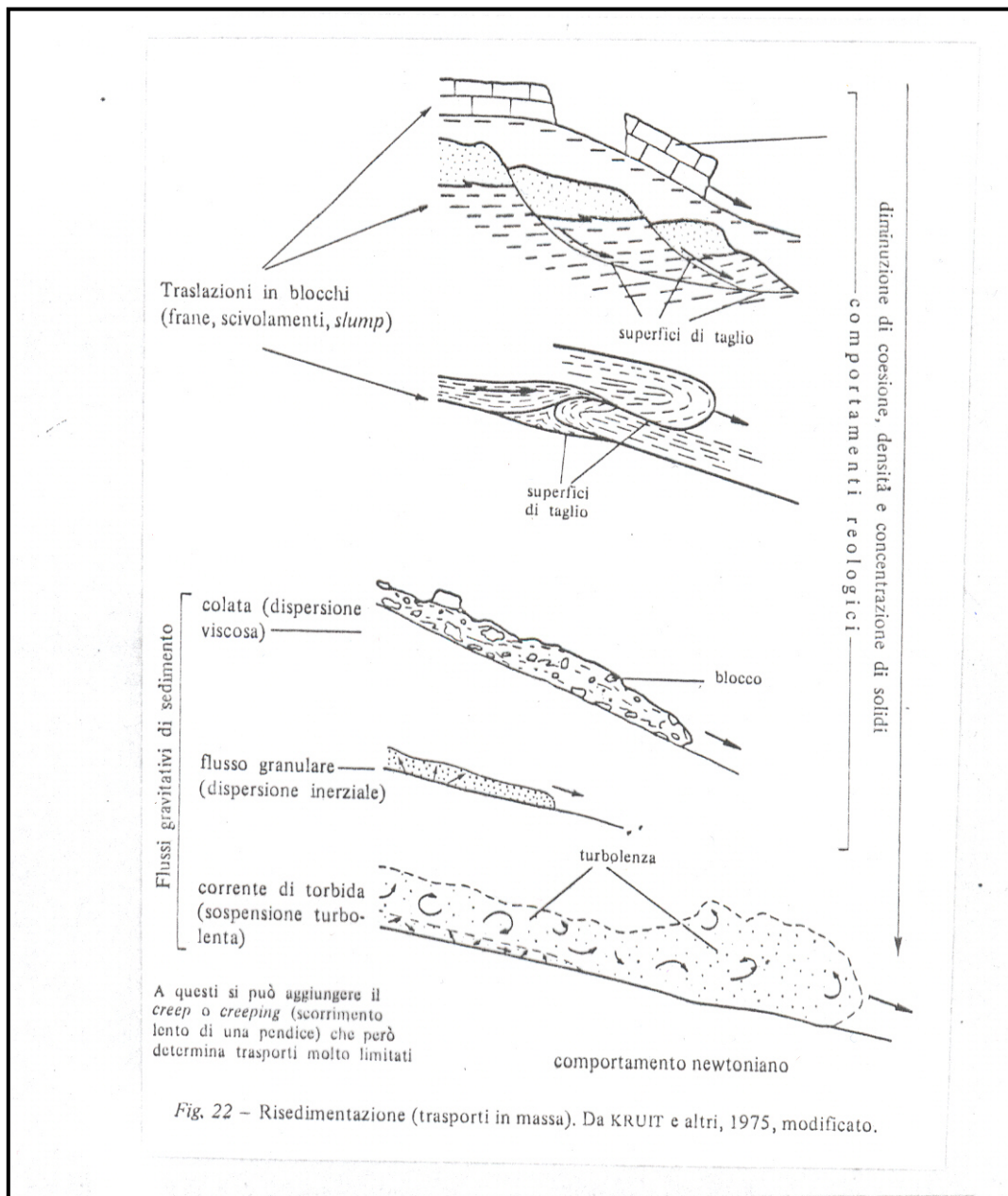
4.3 DIAGENESI

È il processo per effetto del quale il sedimento sciolto si trasforma in roccia lapidea

I diversi stadi sono i seguenti:

- costipamento meccanico;
- espulsione dell'acqua;
- aumento della pressione e della temperatura;

- processi di ossidoriduzione con concentrazione degli ioni idrogeno, aumento del pH e conseguente precipitazione dei carbonati (CaCO_3)
- cementazione

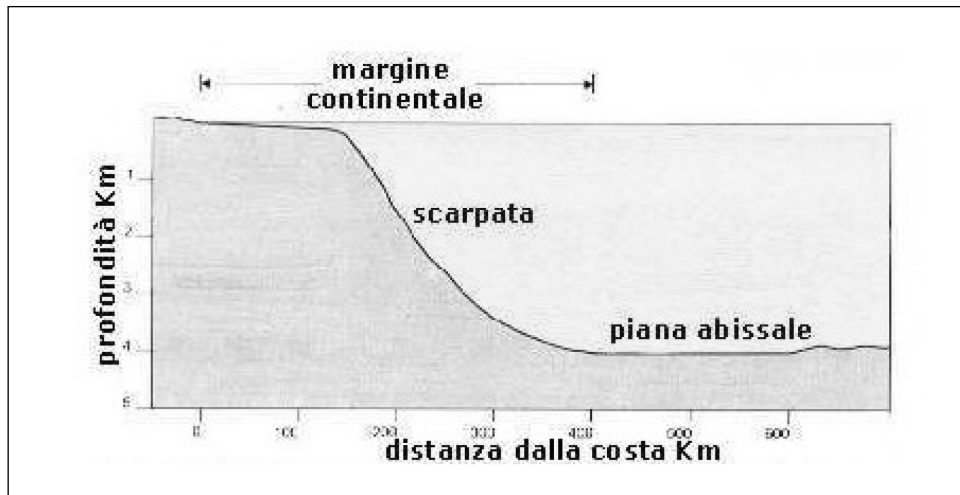


Esempi di correnti con eccesso di carico

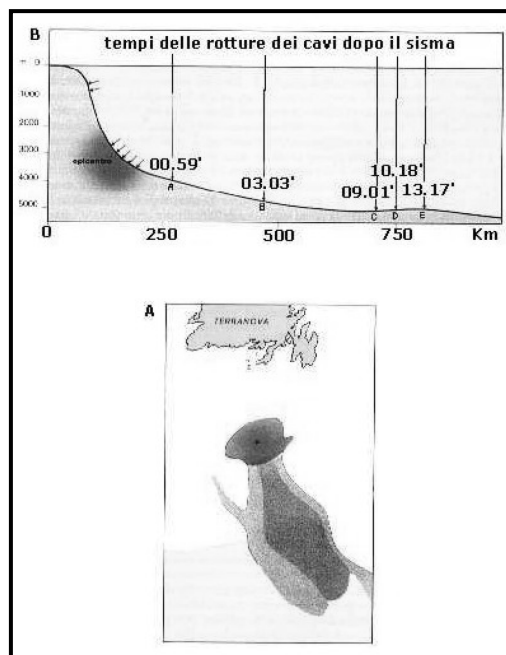
Il comportamento della corrente e i processi di sedimentazione successivi al venir meno degli effetti trattivi, dipendono dal **comportamento reologico** del materiale. Quest'ultimo dipende da parametri fisico – meccanici dell'insieme quali: la **coesione**, la **densità** e la **concentrazione delle particelle** disperse nel fluido.

Le **correnti di torbida** si possono assimilare a delle **frane sottomarine** di enormi dimensioni che si innescano lungo le scarpate oceaniche e si espandono sui fondali abissali.

L'innesco di queste frane è dovuto alla **forza di gravità** ed alle precarie condizioni di appoggio dei sedimenti lungo la scarpata, sebbene essa di solito sia inclinata solo di pochi gradi. L'innesco della corrente di torbida è provocato, di solito, da **terremoti** o semplicemente da **variazioni di densità** dell'acqua del mare.



Sezione schematica attraverso la piattaforma continentale, la scarpata ed il fondale oceanico. La pendenza della scarpata è esagerata.



La corrente di torbida verificatasi durante il terremoto del 1929 sui banchi di Terranova (Atlantico). Sezione (B), Pianta (A).

CLASSIFICAZIONE DELLE ROCCE SEDIMENTARIE DETRITICHE (LITOIDI E SCIOLTE) E RELATIVE CORRISPONDENZE

Roccia litoide	Dimensioni delle particelle (mm)	Roccia sciolta	
		Epiclastica	Piroclastica
Ruditi	Fino a 2 mm di diametro	Blocchi Ciottoli	Bombe e blocchi Scorie e pomici
Areniti	Tra 2 e 0,0625 mm	Sabbie	Ceneri grosse e fini
Peliti (o Lutiti)	Più fini di 0,0625 mm	Limi Argille	Ceneri finissime

Una roccia **piroclastica** è formata da elementi (clasti) prodotti dall'attività eruttiva, esplosiva di apparati vulcanici. I materiali sciolti piroclastici vengono denominati “piroclastiti” o “pozzolane”; quelli litoidi, invece, vengono denominati genericamente “tufi”.

Una roccia **epiclastica**, invece, è formata da elementi (clasti) prodotti dai processi di disaggregazione e trasporto di rocce preesistenti.

Le **ruditi** provengono dalla diagenesi delle ghiaie e dei ciottoli; distinguiamo le **brecce** (con elementi a spigoli vivi) ed i **conglomerati** (con elementi a spigoli arrotondati).

Le **areniti** provengono dalla diagenesi delle sabbie; comprendono le **arenarie** più o meno quarzose e micacee.

Le **peliti** (o lutiti) provengono dalla diagenesi dei limi e delle argille; distinguiamo le **marne** (costituite da quasi il 50 % di argilla e 50 % di carbonato di calcio) dalle **argille** in senso stretto (costituite per quasi la loro interezza da minerali argillosi) e ancora le **calcilutiti** (costituite per quasi la loro interezza da carbonato di calcio).

Le rocce calcaree possono classificarsi come “**calciruditi**”, “**calcareniti**” e “**calcilutiti**” a seconda della granulometria dei clasti.

4.4 GRANULOMETRIA

Per poter classificare un terreno sciolto in base alle dimensioni delle particelle che lo compongono, occorre farlo passare attraverso una serie di setacci aventi maglie via via più piccole, in modo che le particelle aventi dimensioni maggiori delle maglie del setaccio vengano trattenute sul setaccio stesso. Questo è il principio della setacciatura (o stacciatura). Poiché non è possibile realizzare setacci con maglie finissime, in grado di classificare materiali limosi ed argillosi con diametri inferiori a 0,02 mm, la frazione più sottile viene raccolta sul fondo di una batteria di setacci disposti uno sopra l'altro con diametri via via decrescenti. Essa successivamente viene analizzata con un altro metodo di setacciatura (analisi per sedimentazione).



Analisi granulometrica per setacciatura
mediante **crivelli** con maglia metallica
di dimensioni via via decrescenti.

Una volta che tutto il materiale analizzato è stato setacciato, si procede a pesare la frazione trattenuta sui singoli setacci ed anche quella parte che si raccoglie sul fondo. La somma dei pesi trattenuti sui singoli setacci deve corrispondere al peso iniziale del campione analizzato. Se ciò non risulta, vorrà dire che l'analisi non è stata effettuata correttamente. I pesi delle singole frazioni vengono poi espresse in percentuali rispetto al peso totale del campione ed annotate in funzione del diametro della maglia del setaccio che le avrà trattenute. Questi dati verranno riportati su di un grafico semilogaritmico che avrà in ordinate le percentuali di trattenuto (o passante al setaccio considerato)

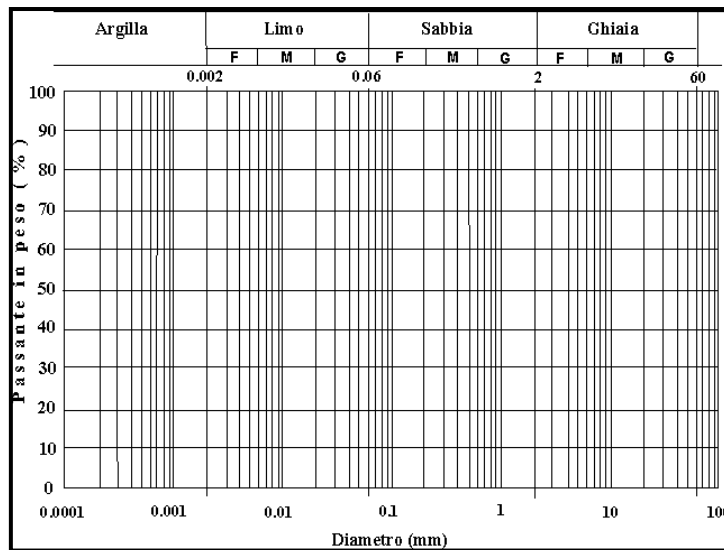
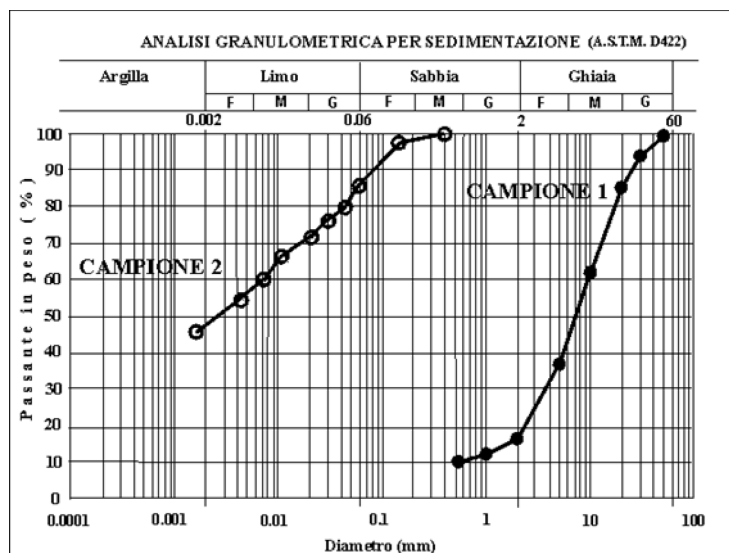


Grafico semilogaritmico utilizzato per descrivere, mediante curve granulometriche, la composizione di rocce sciolte.

e sulle ascisse i diametri delle maglie del setaccio. Per poter rappresentare opportunamente i dati occorre però cumulare i pesi via via trattenuti sui singoli setacci (e quindi le relative percentuali) in modo tale che la curva risultante sia continua. Se rappresentassimo i valori delle singole coppie percentuale in peso-diametro otterremo invece una spezzata e non una curva cumulata.



Esempi di curve granulometriche. I dati necessari alla costruzione delle curve sono riportati nelle tabelle che seguono.

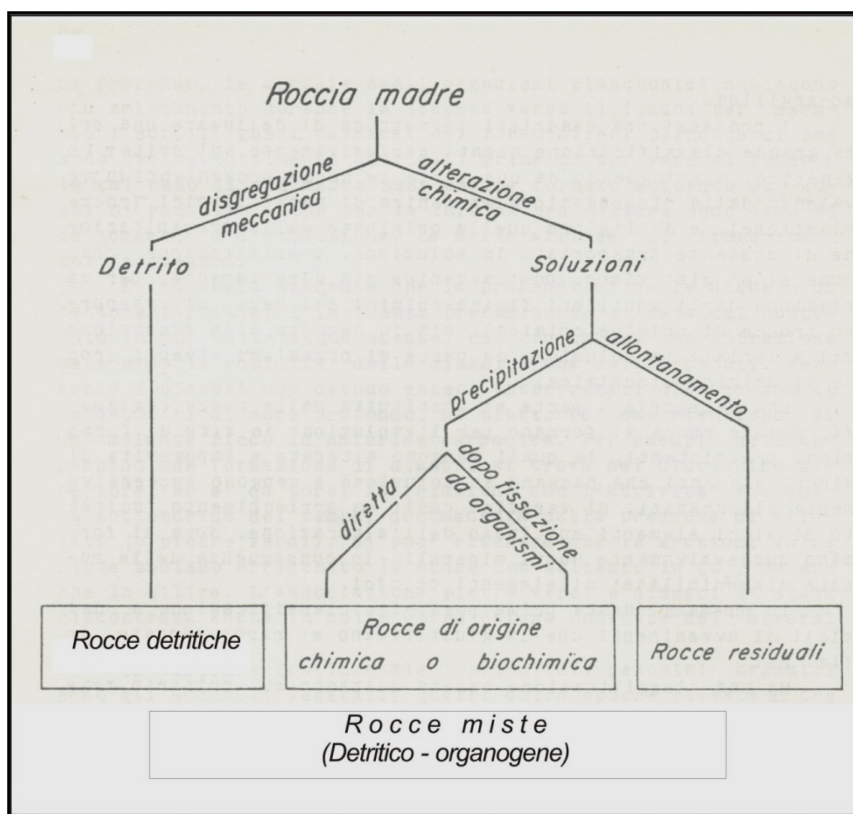
CAMPIONE 1: Peso secco = 4926 gr					
N. Setaccio	Diametro (mm)	Trattenuto (gr)	Valore cumulato (gr)	Percentuale (%)	% Passante
1	50	0	0	0	100
2	30	308	308	6	94
3	20	432	740	15	85
4	10	1136	1876	38	62
5	5	1244	3120	63	37
6	2	924	4044	82	18
7	1	290	4334	88	12
8	0.5	52	4386	89	11
-	< 0.5	540	4926	100	0

Campione 2		
N. Setaccio	Diametro (mm)	% Passante
1	0.40	100
2	0.15	97.36
3	0.0613	84.74
4	0.0438	80.23
5	0.0313	76.18
6	0.0200	72.57
7	0.0117	66.71
8	0.0068	60.40
9	0.0042	54.99
10	0.0015	45.99

Nel grafico ogni curva viene tracciata unendo tutti i punti individuati dalle coordinate Diametro - % Passante. Si noti che poiché non è possibile realizzare setacci con maglie finissime, è possibile mediante questo metodo classificare i terreni fino alle sabbie medie. Per distinguere tra sabbie fini, limi ed argille occorre effettuare analisi con attrezzature diverse (analisi per sedimentazione). La pendenza delle curve granulometriche consente di valutare l'assortimento del terreno. Se le curve sono molto inclinate esse abbracceranno più campi granulometrici (ghiaia, sabbia, limo ed argilla) e quindi il terreno corrispondente presenterà un maggiore assortimento granulometrico (es: ghiaia sabbiosa, sabbia limosa debolmente argillosa, ecc.). Una volta tracciata la curva bisognerà stimare su di essa il valore del passante in peso corrispondente al passaggio da ghiaia a sabbia, sabbia a limo, limo ad argilla. Il terreno verrà classificato in base alla percentuale in peso più elevata aggiungendo il prefisso “con” (percentuale compresa tra 50 e 25%) o il suffisso “oso” (percentuale compresa tra 25 e 10%) o ancora “debolmente” (percentuale tra 10 e 5%) alla frazione granulometrica principale. Ad esempio il campione 1 è formato per circa l'82% da ghiaia e per il restante 18% da sabbia e quindi potrà classificarsi come una ghiaia sabbiosa. Il campione 2 è formato dal 48% circa di argilla, il 39% di limo ed il 13% di sabbia e sarà quindi un'argilla con limo sabbiosa.

4.5 DEGRADAZIONE (WEATHERING)

La degradazione della roccia può essere sia di tipo fisica che chimica. In entrambi i casi è causata da fattori legati alla dinamica esogena. La degradazione *Fisica* è dovuta principalmente alle escursioni termiche e a cause tettoniche; provoca la riduzione delle dimensioni dei granuli, con conseguente aumento delle superfici esposte, senza cambiamenti notevoli di volume totale e del chimismo delle rocce di partenza. La degradazione *Chimica* è causata dall'acqua (sia continentale che marina), dal vapore acqueo, dall'ossigeno atmosferico, dall'anidride carbonica e da molti acidi organici presenti nel suolo. Essa quindi è molto più sviluppata di quella fisica. Si esplica attraverso processi di: SOLUZIONE, IDRATAZIONE, OSSIDAZIONE, ed IDROLISI. In particolare l'idrolisi agisce sui silicati presenti nelle rocce e provoca la loro trasformazione in minerali argillosi.



La trasformazione dalla roccia intatta (roccia madre) ad altre rocce sedimentarie di diversa natura attraverso processi di degradazione chimica e fisica.

4.6 IDROLISI DEI SILICATI

I silicati sono attaccati dall' H_2O che, seppure in misura modesta, è scissa in ioni H^+ e OH^- . Il risultato è una decomposizione del reticolo cristallino. I silicati contenenti Alluminio ed altri elementi metallici (feldspati e miche) vengono attaccati con passaggio in soluzione di alcuni ioni metallici e formazione di prodotti residuali (TERRE ROSSE).

Si parla, in questo caso di: ARGILLIFICAZIONE DEI FELDSPATI

Esempio: KSi_3AlO_8 (ortoclasio): il K passa nel suolo a disposizione delle piante; l' SiO_2 diviene silice colloidale; l'allumina Al_2O_3 è soggetta ad alterazione “*allitica*” e va a formare: CAOLINITE ($2\text{SiO}_2 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$)

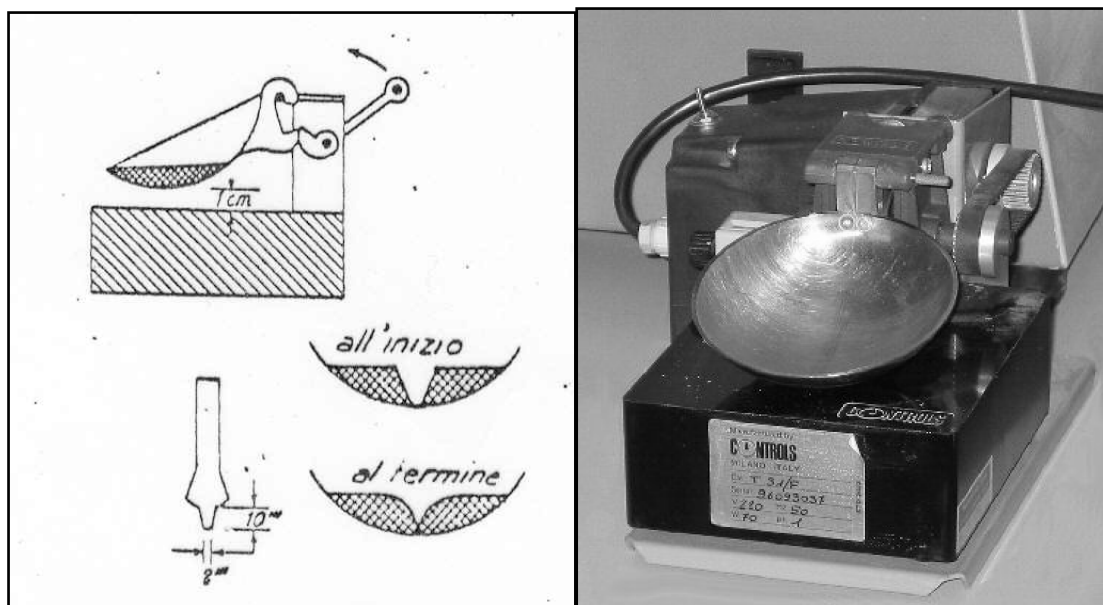
- La Caolinite è un importante minerale del gruppo dei **FILLOSILICATI** (minerali argillosi)

4.7 LIMITI DI CONSISTENZA (O DI ATTERBERG)

Sono definiti dai contenuti in acqua (in percentuale) per i quali i terreni coerenti (cioè dotati di coesione) assumono gli stati fisici definiti come “liquido”, “plastico”, “semisolido” e “solido”. Per contenuti d'acqua via via decrescenti, si definiscono il:

- 1) **LIMITE DI LIQUIDITA'**: caratterizza quella consistenza del terreno per cui esso si trova nelle condizioni di passaggio dallo stato fluido a quello plastico;
- 2) **LIMITE DI PLASTICITA'**: caratterizza quella consistenza del terreno per cui esso si trova nelle condizioni di passaggio dallo stato plastico a quello semisolido, a seguito di perdita parziale di acqua di adesione tra le particelle;
- 3) **LIMITE DI RITIRO**: caratterizza quella consistenza del terreno per cui esso raggiunge lo stato solido, con perdita quasi totale di acqua di adesione.

La plasticità del terreno è dovuta ai “veli” d'acqua di adesione che si formano intorno ai granuli del terreno. L'argilla, ad esempio, è caratterizzata da scarsissima resistenza agli sforzi di taglio, per elevati contenuti d'acqua; diviene poi plastica, semisolida e solida al diminuire del contenuto d'acqua.



Apparecchio di Casagrande (Cucchiaio di Casagrande) per la determinazione del limite di liquidità

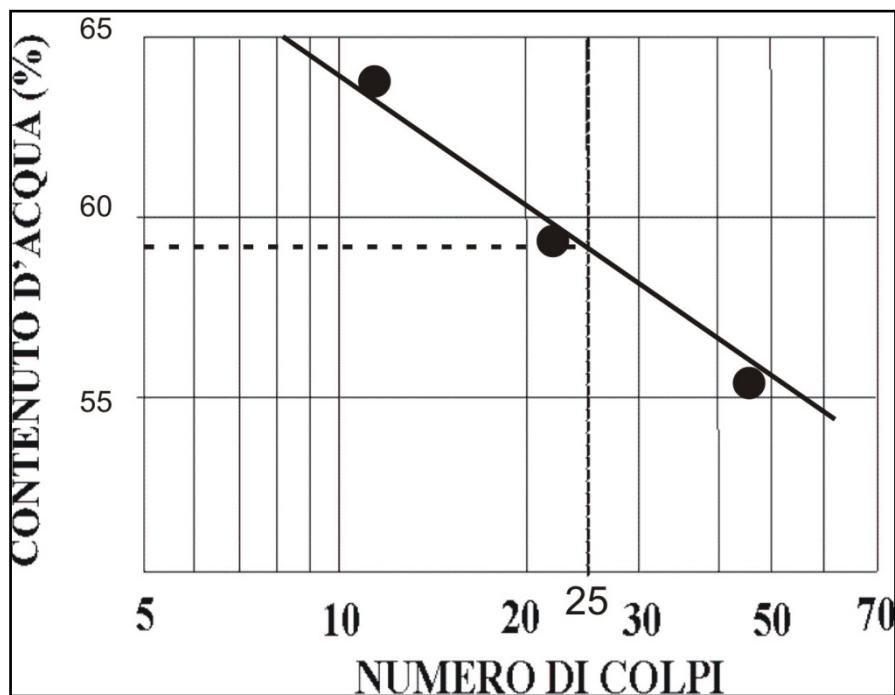


Grafico per la determinazione del limite di liquidità. Si entra nel grafico in corrispondenza di **25 (numero di colpi)** e si legge in ordinata il contenuto d'acqua nel punto d'intersezione con la retta che interpola i punti sperimentali. Nel caso della figura, il limite di liquidità vale circa 59%.

Sul grafico semilogaritmico si riportano i punti Contenuti d'acqua – numero di colpi (N) determinati sperimentalmente. Il contenuto d'acqua di ogni provino viene determinato prelevando il campione d'argilla dal cucchiaio di Casagrande e misurandone il peso umido (Pu). Poi il campione viene essiccato a 104°C per 24 ore e ripesato (Ps). La differenza è il peso dell'acqua (Pa) che è evaporata. Il contenuto d'acqua (in %) sarà dato dal rapporto $(Pa/Ps) \times 100$. Il numero di colpi (N), necessario per far richiudere il solco aperto nell'apparecchio di Casagrande, varia a seconda della maggiore o minore quantità d'acqua mescolata all'argilla.

Il limite di plasticità, invece, si determina impastando opportunamente l'argilla con le dita delle mani e plasmandola fino a che essa, perdendo acqua, raggiunge una consistenza tale da non essere più lavorabile e modellabile. A questo punto, il campione si pesa (Pu), si essicca in forno e si pesa nuovamente (peso secco - Ps) determinando per differenza il peso dell'acqua persa a seguito dell'essiccazione (Pa). Il rapporto tra peso dell'acqua (Pa) e peso secco del campione (Ps), in percentuale, fornisce il contenuto d'acqua. Ripetendo più volte la prova e ricavando la media dei contenuti d'acqua, si ricava il limite di plasticità.

Si definisce **indice di plasticità** (I_p), la differenza tra il limite di liquidità ed il limite di plasticità. Esso fornisce il campo di plasticità dell'argilla cioè il *range* di contenuti d'acqua entro i quali l'argilla resta ancora allo stato plastico.

5. ROCCE METAMORFICHE

Derivano da altre rocce preesistenti (igneo, sedimentarie o anche metamorfiche di basso grado) che si vengono a trovare in condizioni di TEMPERATURA e PRESSIONE diverse da quelle esistenti al momento della loro formazione. Il metamorfismo quindi è una trasformazione delle rocce che le rende adattate alle nuove condizioni esistenti nella crosta terrestre. Le trasformazioni mineralogiche e la ricristallizzazione della roccia avvengono allo **stato solido**, a seguito di mobilitazione degli ioni nei reticoli cristallini con conseguente diffusione e successiva concentrazione in nuovi reticoli.

La struttura della roccia metamorfica si definisce "**cristalloblastica**" poiché, a differenza di quanto avviene nelle rocce ignee, tutti i cristalli si accrescono contemporaneamente senza un ordine di cristallizzazione definito.

I fattori del metamorfismo sono i seguenti:

Temperatura: oscilla tra i 100° e gli 800° centigradi ed è dovuta alla presenza di masse magmatiche calde in vicinanza delle rocce che si stanno trasformando, alla presenza di gradienti termici anomali nella crosta terrestre, ed ancora alla presenza di alcuni minerali radioattivi che, decadendo, generano aumento di temperatura. Un gradiente geotermico "normale" è quello che prevede un aumento di circa 1° C per ogni aumento di profondità pari a circa 30 metri nella crosta.

Pressione: si distinguono una pressione **litostatica**, cioè legata al peso dei sedimenti e rocce sovrastanti quelle in fase di trasformazione, da una pressione **orientata**, cioè legata alle sollecitazioni tettoniche variamente agenti nella crosta terrestre. Queste pressioni orientate sono responsabili della formazione della **scistosità** nelle rocce metamorfiche.

Fluidi: sono tutti i gas presenti in profondità che agiscono da catalizzatori, nel senso che accelerano delle trasformazioni allo stato solido che altrimenti sarebbero troppo lunghe anche alla scala dei tempi geologici.

Con l'aumentare della profondità nella crosta terrestre, la temperatura e le pressioni variano secondo lo schema semplificato di seguito riportato.

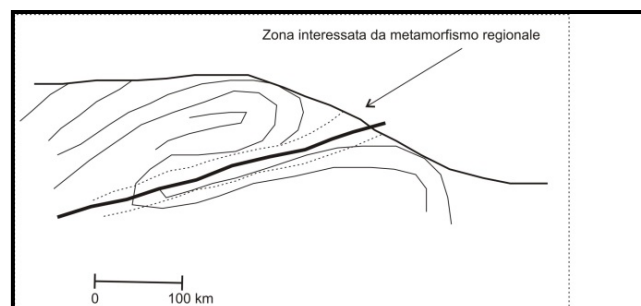
ZONE DEL METAMORFISMO	TEMPERATURA	PRESSIONI	
		Litostatica	Orientata
Epizona	↓ +	↓ +	↑ +
Mesozona			
Catazona			

All'aumentare della profondità, la temperatura aumenta passando dall'epizona fino alla catazona. La pressione litostatica aumenta anch'essa, per effetto del peso degli strati di roccia sovrastanti. La pressione orientata invece raggiunge il suo massimo nelle zone più superficiali della crosta (epizona) per poi diminuire con la profondità a causa della diminuzione delle sollecitazioni tettoniche alle quali sono sottoposte le rocce.

Le rocce metamorfiche che si formano in epizona sono: gli **Argilloscisti**, le **Ardesie**, le **Filladi** ed i **Marmi** saccaroidi. Quelle che si formano in mesozona sono: gli **Scisti** (calcescisti, cloritoscisti, micascisti, talcoscisti, etc.). Quelle che si formano in catazona sono: i **Gneiss** (N.B.: la pronuncia esatta è quella gutturale tedesca “gn” e non quella italiana che si utilizza ad esempio nella parola “gnomo”).

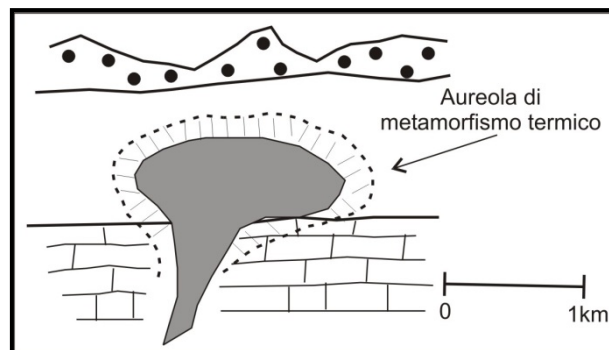
5.1 TIPI DI METAMORFISMO

Metamorfismo regionale: ampie zone della crosta terrestre possono essere interessate dal metamorfismo regionale, quando, ad esempio, si realizzano fenomeni di sovrascorrimento a scala regionale. In questo caso l'**effetto termico** dovuto alla profondità si combina con quello della **pressione**, essendo le rocce gravate da pesanti falde rocciose soprastanti. Queste zone sono spesso sede di intensi movimenti crostali e, insieme ai processi metamorfici, le rocce sono anche soggette a fratture e deformazioni.



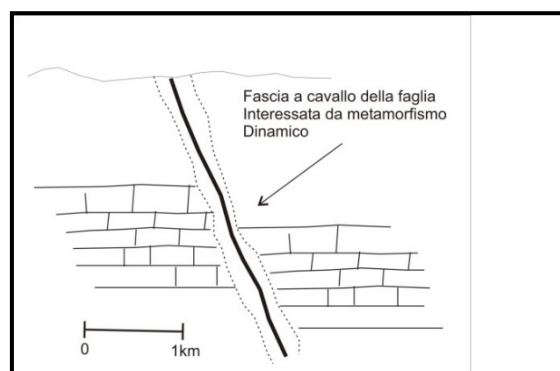
L'estesa zona interessata da fenomeni orogenetici (tipici della formazione di una catena montuosa), possono essere interessati da processi metamorfici regionali.

Metamorfismo termico (o di contatto): questo tipo di metamorfismo, è il risultato di un'**alterazione termica** che interessa le rocce che si trovano a contatto con un'intrusione magmatica. Il grado di trasformazione dipende dalla temperatura del magma, dalle dimensioni e dalla forma dell'intrusione. L'effetto termico prodotto dal corpo intrusivo sulle rocce che lo circondano diminuisce con la distanza dal contatto e attorno all'intrusione si forma un'aureola metamorfica di ampiezza variabile, con grado di metamorfismo decrescente verso l'esterno.



La fascia di roccia più vicina alla massa magmatica in via di raffreddamento viene interessata da metamorfismo termico per contatto.

Metamorfismo dinamico: è quello che si realizza nelle immediate vicinanze di un importante piano di faglia a scala regionale. A cavallo del contatto tettonico, la roccia si modifica profondamente per effetto delle sollecitazioni tettoniche. Ad esempio, le rocce lapidee (calcari, graniti, etc.) subiscono un processo di cataclasizzazione (frammentazione comminuta ed intensissima del materiale che a questo punto assomiglia di più ad una breccia o addirittura ad un deposito sabbioso sciolto o pseudocoerente)



La fascia di roccia a cavallo della faglia viene interessata da metamorfismo dinamico.

SCALA DEI TEMPI GEOLOGICI

millioni di anni	limite durata	era	denominazione	suddivisione	avvenimenti
	0,01			olocene	glaciazioni e morfogenesi
	1,7		quaternario	pleistocene	superiore: depositi calcarei recenti inferiore: disaggregazione ed erosione
	5			pliocene	superiore: faglia della Linea di Funes (conf.nord dol.) inferiore: faglia della Valsugana (confine dolomitico)
	24		neogene	miocene	superiore: fase tettonica neoalpina emersione ed innalzamento dei massicci dolomitici medio: inferiore: compressione della regione dolomitica
	36			oligocene	superiore: corrugamenti, compressioni, fratturazioni regionali e depositi alluvionali di riempimento delle fessurazioni inferiore:
	55		paleogene	eocene	superiore: medio: innalzamento alpino inferiore: corrugamento alpino
	66			paleocene	superiore: depositi calcarei prealpini inferiore: collisione placca Africana ed Europea
	140		cretaceo	superiore	immersione profonda e apertura dell'oceano ligure inferiore:
	210		giurassico	superiore medio inferiore	deposito degli strati calcarei antichi uccelli
	250		triassico	retico norico carnico ladinico anisico scitico	seconda fase sviluppo dolomitico dolomia principale stratificazione per deposito smantellamento strutture vulcaniche mammiferi
	290		permiano	superiore inferiore	prima fase dello sviluppo delle strutture dolomitiche - sviluppo corallino grandi vulcani (Predazzo - Lagorai)
	360		carbonifero	superiore medio inferiore	sommersione della regione dolomitica grandi pianure desertiche rettili
	410		devoniano	superiore medio inferiore	basamento granitico paleozoico anfibi
	440		siluriano		piante terrestri
	500		ordoviciano		pesci
	590		cambriano		
	> 2600		precambriano o archeozoico		invertebrati

6. GEOMORFOLOGIA

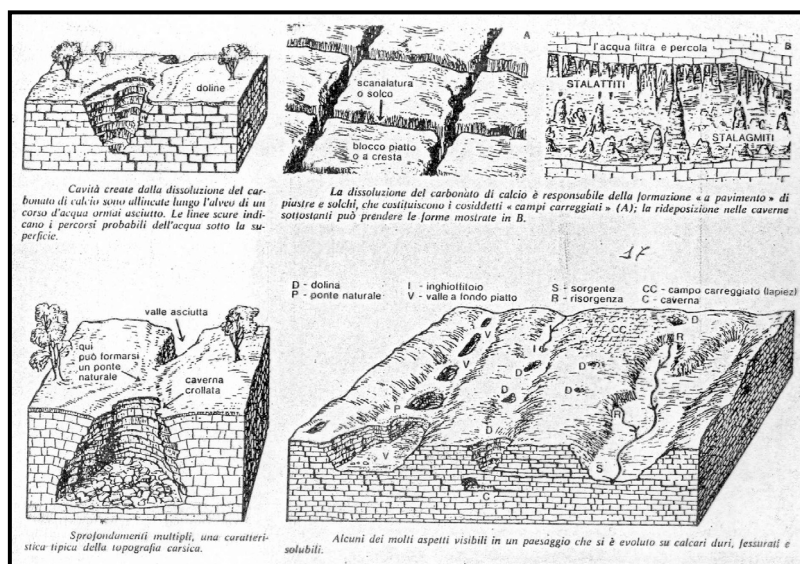
La Geomorfologia studia le cause che provocano l'evoluzione del rilievo terrestre in quanto «sistema dinamico» sottoposto a continuo modellamento per effetto di fattori endogeni (tettonici, vulcanici, litologici, ecc.) ed esogeni (agenti atmosferici, gravità, ecc.).

Come tutti i sistemi fisici, anche il rilievo terrestre va soggetto, nel tempo, a un decremento dei livelli di energia potenziale attraverso la sua lenta e progressiva demolizione ad opera delle frane e dei processi erosivi.

Il rilievo terrestre quindi evolve, nel tempo, da uno stadio «giovanile» (durante il quale i fenomeni erosivi in senso lato sono molto attivi) ad uno «maturo», fino ad uno stadio «senile».

6.1 CARSISMO - PAESAGGI CARSICI

Il termine **carsismo** deriva da Carso, una regione geografica situata al confine tra l'Italia e la Slovenia ove i paesaggi carsici ed i fenomeni ad essi associati sono ampiamente diffusi. La parola carso, sta ad indicare un particolare paesaggio dove affiorano rocce di composizione calcarea o gessosa, costituite cioè da elementi molto solubili in acqua. In questo ambiente abbiamo una scarsa vegetazione, estesi affioramenti di rocce carbonatiche (calcarei e dolomie), e un drenaggio superficiale (cioè uno scorrimento superficiale dell'acqua) assente o poco sviluppato e la presenza di numerose depressioni e cavità sotterranee (grotte). Il processo chimico di dissoluzione della calcite in acqua con la CO₂ è il seguente:

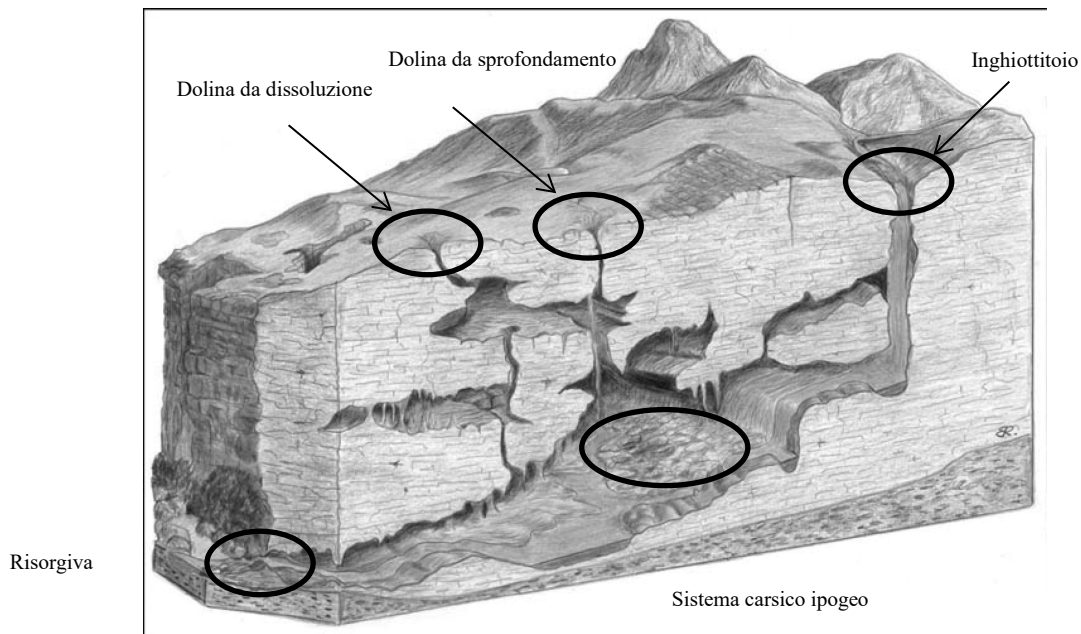


Principali paesaggi carsici

Questo processo chimico comporta la formazione di bicarbonato di calcio (Ca(HCO₃)₂). Il bicarbonato di calcio viene portato via in soluzione dalle acque. La reazione di soluzione è condizionata dalla temperatura e dalla pressione parziale di anidride carbonica presente nell'aria. Quando questa è maggiormente presente, una maggiore quantità di carbonato di calcio passa in soluzione. Poiché la reazione è reversibile, se la pressione parziale di CO₂ diminuisce, dal bicarbonato di calcio riprecipita il CaCO₃, liberando anidride carbonica ed acqua. Questo processo naturale consente di mantenere invariata la quantità di CO₂ presente nell'aria e, insieme alla fotosintesi clorofilliana delle piante, costituisce un importante fattore di riequilibrio dei gas atmosferici. Purtroppo, l'attuale tendenza da parte dell'uomo ad immettere sempre più rapidamente nell'atmosfera grandi quantità di CO₂ (ad

esempio, bruciando combustibili fossili) e favorendo lo sviluppo dell'effetto serra, rende questo processo inadeguato per il riequilibrio dei gas atmosferici in quanto esso è molto lento nel tempo.

Le morfologie carsiche si dividono in “epigee” se si manifestano sulla superficie terrestre ed “ipogee” se invece sono diffuse in ambienti sotterranei. La figura seguente illustra le principali forme epigee ed ipogee.



Principali forme epigee ed ipogee

Aspetti tipici dei paesaggi carsici superficiali sono: l'assenza di reticoli idrografici ben sviluppati, l'assenza di vegetazione a causa della scarsa presenza di suolo agrario e la presenza di numerose depressioni morfologiche.

In molte aree carsiche possono svilupparsi “Doline da crollo” a seguito dello sprofondamento di cavità sotterranea indotto dal crollo della volta. In aree urbanizzate queste situazioni possono sovente causare condizioni di elevato rischio per le abitazioni e per la vita umana.



Apertura di una voragine a seguito del crollo della volta di una cavità carsica

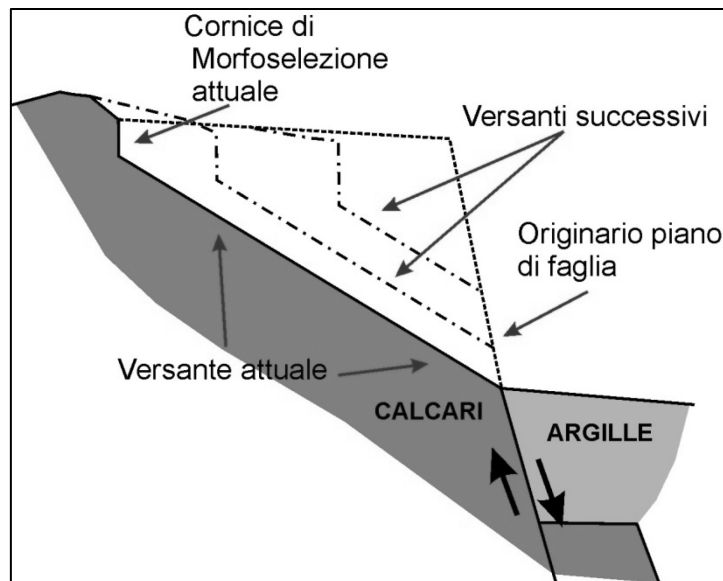
In ambienti ipogei le particolari condizioni climatiche che si vengono a creare ed il lento stillicidio di acque ricche di bicarbonato di calcio, creano le condizioni favorevoli allo sviluppo di “stalattiti”, “stalagmiti” e concrezioni di carbonato di calcio. Le stalattiti si sviluppano dall’alto verso il basso mentre le stalagmiti si accrescono dal basso verso l’alto. Il fenomeno può essere tanto sviluppato da determinare la fusione dei due elementi fino a creare delle vere e proprie colonne.



Concrezionamenti in cavità carsiche

6.2 VERSANTI IN ROCCE CARBONATICHE (VERSANTI DI FAGLIA)

L’erosione modella nel tempo gli originari piani di faglia rettilinei, affioranti facendoli arretrare progressivamente e riducendone la pendenza. Mentre il settore del piano di faglia sepolto conserva la sua inclinazione originaria, quello esposto agli agenti esogeni viene modellato in tempi successivi. Un versante che si forma mediante questo meccanismo, viene definito «versante alla Richter»



Evoluzione di un versante alla Richter a partire da un originario piano di faglia



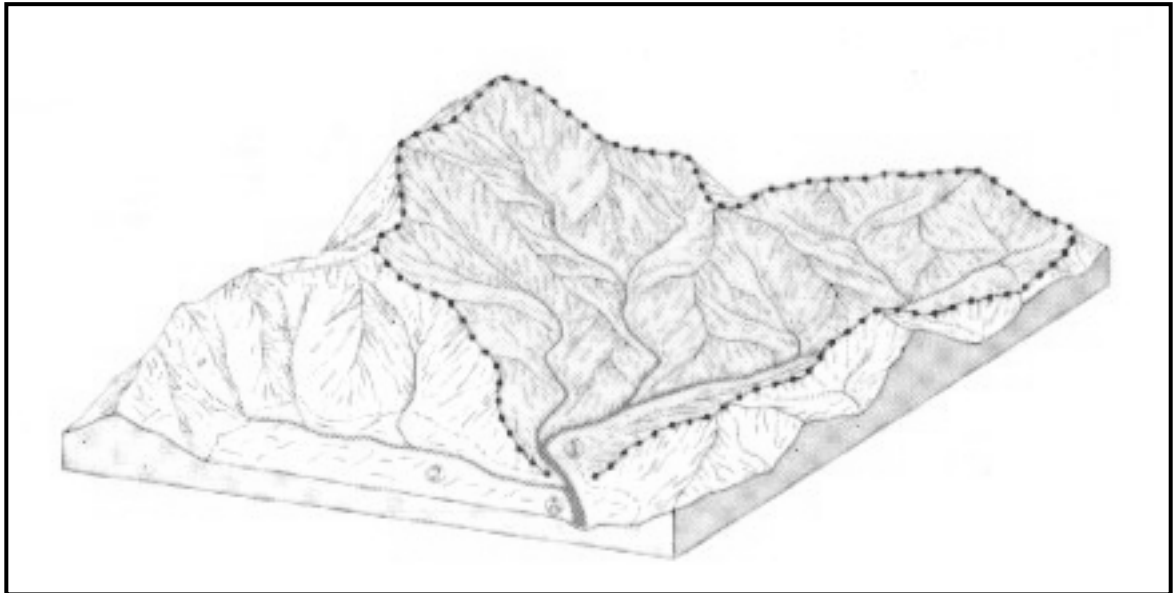
Esempio di versante alla “Richter” in calcari. Modificazione da originaria parete di faglia, a seguito di morfoselezione. La pendenza attuale del versante si aggira intorno ai 35° , essendo questo valore molto prossimo all'angolo d'attrito medio dell'ammasso roccioso affiorante.

Le «cornici di morfoselezione» a volte presenti lungo il versante, sono dovute alla presenza di strati di roccia più resistenti all'erosione che consentono, quindi, la formazione di pareti subverticali.

6.3 MORFOLOGIE FLUVIALI

Un *bacino idrografico* si identifica con l'area ove tendono a raccogliersi le acque meteoriche (precipitazioni liquide e solide) o sorgentizie e che viene progressivamente modellata dalle stesse acque defluenti nella *rete idrografica*, attraverso processi erosivi superficiali e frane.

Il bacino è delimitato da uno *spartiacque superficiale*, cioè da una linea ideale continua che corre lungo le creste montuose e collinari principali per convergere poi sulla sezione di chiusura posta, di solito, alla confluenza del corso d'acqua principale in un altro "recipiente" (bacino idrografico, lago, mare, etc.). Sulla verticale dello spartiacque, in teoria, una goccia di pioggia dovrebbe dividersi in due parti, ognuna delle quali dovrebbe poi defluire nei due bacini contigui. I corsi d'acqua vengono generalmente distinti in: *perenni* quando convogliano sempre acqua, *intermittenti* se la contengono per la maggior parte dell'anno e in *effimeri* se ne hanno solo saltuariamente dopo una precipitazione o dopo la fusione delle nevi.



Esempio di bacino idrografico delimitato dallo spartiacque superficiale che abbraccia tutti i corsi d'acqua tributari del fiume principale

Di un bacino idrografico possiamo definire:

- *L'area di drenaggio*: cioè l'area di pertinenza della rete idrografica.
- La *densità di drenaggio* (D): cioè il rapporto fra la sommatoria delle lunghezze di tutti i corsi fluviali (corso principale e affluenti) compresi nel bacino (ΣL) e la sua area di drenaggio (A). Essa esprime la lunghezza media dei tratti fluviali per unità di area.

$$D = \Sigma L / A \quad (\text{in km} / \text{kmq})$$

- La *frequenza di drenaggio* (F): cioè il numero medio (N) dei tratti fluviali presenti nell'unità di area del bacino.

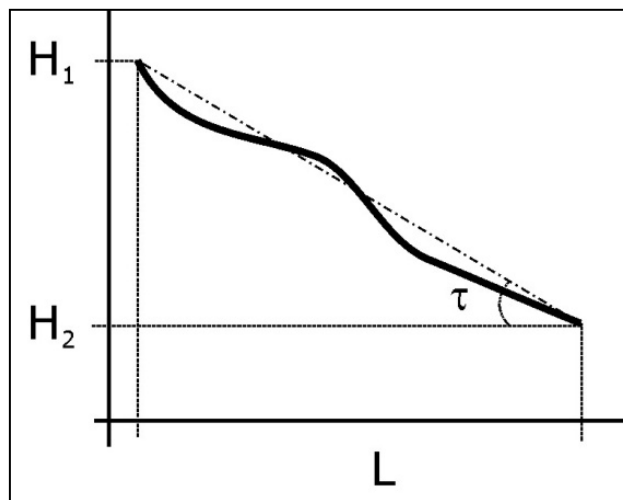
$$F = N / A \quad (\text{in } 1 / \text{kmq})$$

Le rocce scarsamente erodibili e/o ad elevata permeabilità, sono generalmente percorse da una rete idrografica piuttosto rada (bassa densità e frequenza di drenaggio), mentre invece quelle altamente erodibili ed impermeabili presentano una rete particolarmente fitta.

6.4 GERARCHIZZAZIONE DEI RETICOLI FLUVIALI

Nel tempo, il reticolo idrografico si «organizza», nel senso che i corsi d'acqua convergono e confluiscono tra di loro fino alla sezione di chiusura del bacino. Ciascuna sezione di canale è caratterizzabile in base alla sua lunghezza (L) e pendenza (in % o gradi sessagesimali). La pendenza del canale sarà data dal rapporto tra la differenza di quote dei due punti estremi ($H = h_1 - h_2$), diviso per la distanza tra questi due punti (L). Ricavando l'arcotangente di detto rapporto (H/L), è possibile esprimere la pendenza del tratto di canale, in gradi sessagesimali.

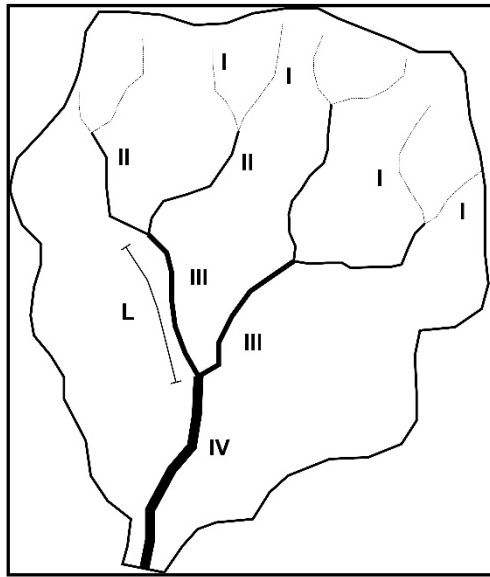
La pendenza media di un canale, detta anche «gradiente medio di pendio», influisce sulla capacità di trasporto solido dei corsi d'acqua, ovvero, la capacità della corrente, più o meno veloce, di erodere e trasportare con se le particelle di terreno del fondo e delle sponde del canale.



Dati necessari per il calcolo della pendenza media di un tratto di canale fluviale

Criterio di Horton – Strahler

Il reticolo viene suddiviso secondo un ordine gerarchico. Ogni ramo elementare (senza affluenti) è detto di primo ordine (1°). Alla confluenza di due segmenti del primo ordine se ne genera uno di secondo ordine (2°), e così via. Il corso d'acqua principale del bacino ha il numero d'ordine più elevato.

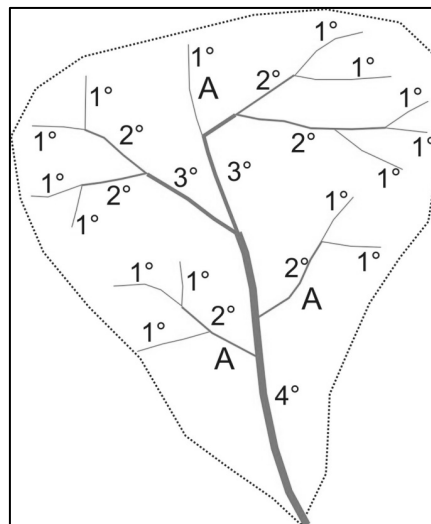


Classificazione dei canali fluviali secondo il criterio di Horton-Strahler

Lo stato di organizzazione del reticolo può essere espresso, quantitativamente, mediante il «grado di gerarchizzazione». Si definisce “rapporto di biforcazione” (R_u) il rapporto tra il numero di ordine dei segmenti fluviali (u) ed il numero di segmenti di ordine u (N_u):

$$R_u = \frac{N_u}{N_{u+1}}$$

Il “numero di anomalia gerarchica” (G_a) è invece il numero minimo di segmenti di 1° ordine necessari a rendere il reticolo idrografico perfettamente gerarchizzato. Alti valori di G_a (>30) caratterizzano bacini con intensi processi erosivi in corso.



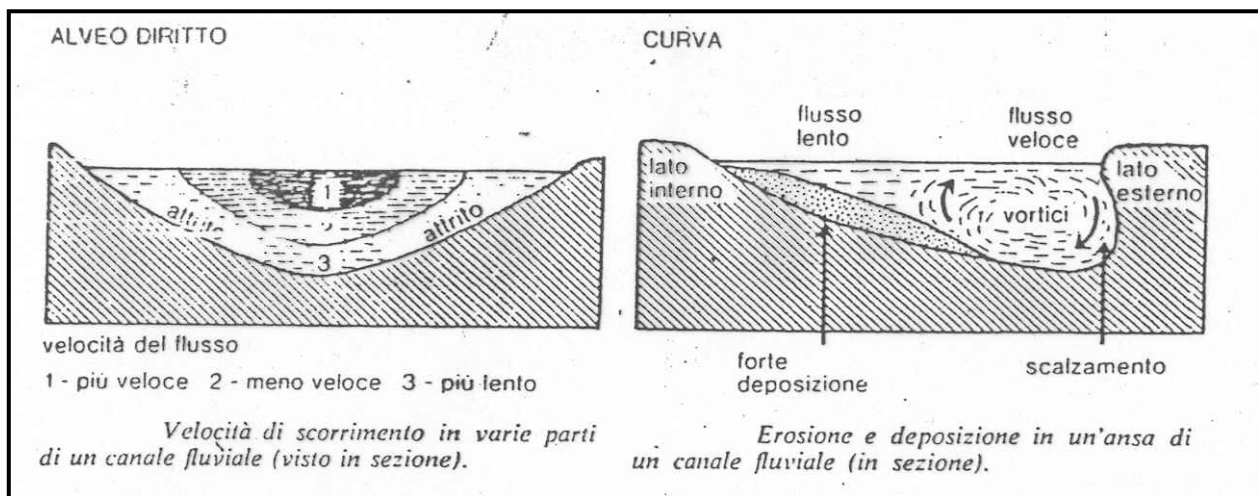
A= segmento anomalo

La *densità di drenaggio* che, come detto in precedenza, è il rapporto tra la lunghezza totale delle aste fluviali di un bacino e l'area di quest'ultimo, fornisce una stima qualitativa della permeabilità e dell'erodibilità dei terreni affioranti. Inoltre essa è legata alla copertura vegetale. Infatti, quanto

maggiore è la permeabilità dei terreni minore è la densità di drenaggio in quanto le acque superficiali tendono ad infiltrarsi rapidamente nel sottosuolo. Terreni più erodibili favoriscono lo sviluppo del reticolo idrografico facendo aumentare il valore della densità di drenaggio.

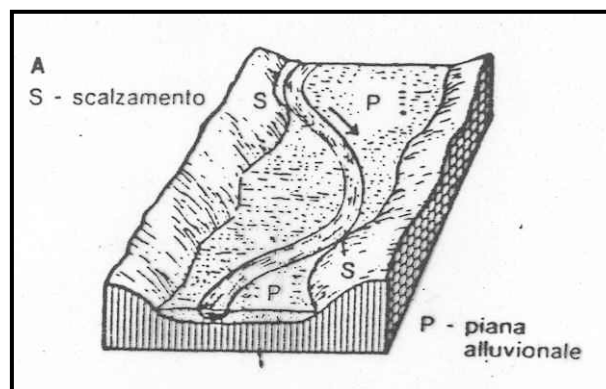
6.5 DINAMICA FLUVIALE

Gli alvei fluviali possono essere **rettilinei** oppure descrivere delle **curve** (anse). In entrambi i casi, la velocità della corrente fluviale varia da punto a punto a causa degli attriti con il fondo e con le pareti laterali.



Comportamento della corrente fluviale in alvei rettilinei ed in curva

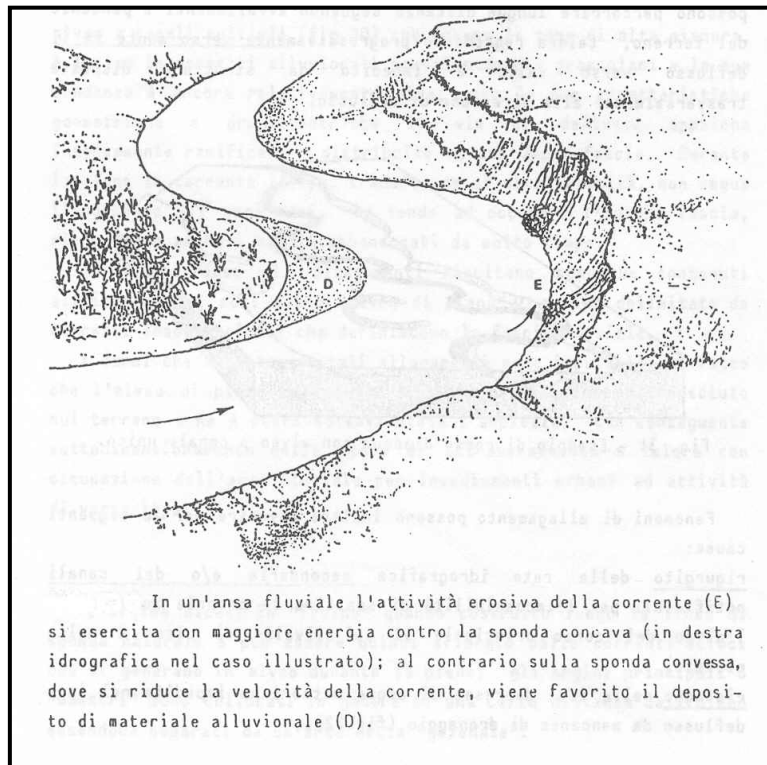
Di conseguenza, si generano fenomeni di erosione lungo le sponde ed al fondo del canale in relazione alla velocità della corrente ed alle dimensioni granulometriche dei detriti (sabbie e ghiaie) presenti sul fondo e dei terreni che formano le sponde del canale stesso.



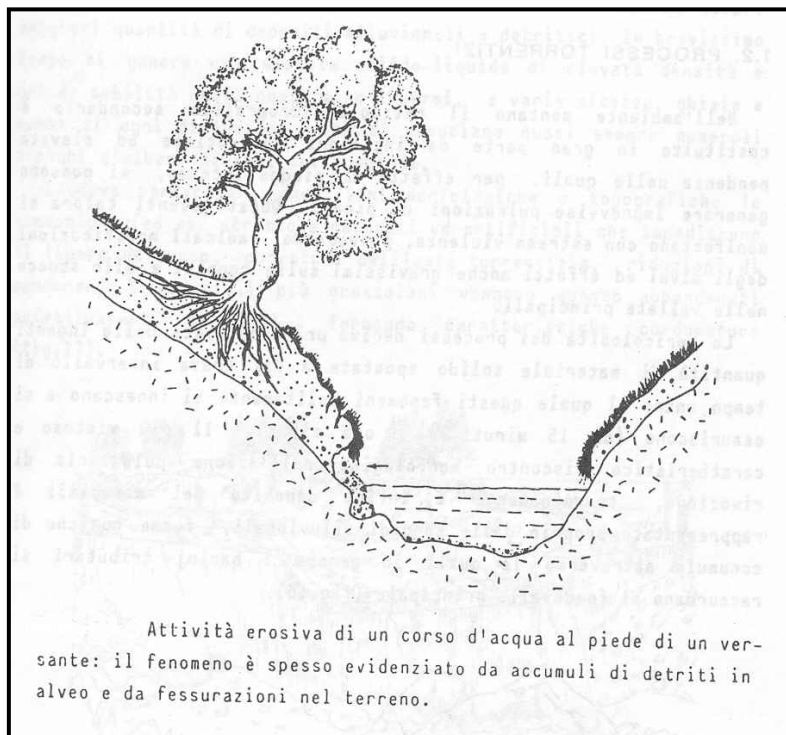
Andamento di un alveo fluviale in zone di pianura

Poiché la corrente è più veloce nella parte convessa dell'ansa, qui si originano processi di scalzamento al piede con innesco di frane. Invece nella parte concava dell'ansa, essendo in generale il flusso idrico più lento (a causa dell'attrito con il fondo), si osservano fenomeni di deposito di materiale alluvionale. Questi due processi (erosione nella parte convessa e deposito in quella concava) sono responsabili

dell'accentuazione della curvatura delle anse e della loro migrazione nello spazio e nel tempo (vedi figure successive).



Meccanismo di formazione delle anse fluviali

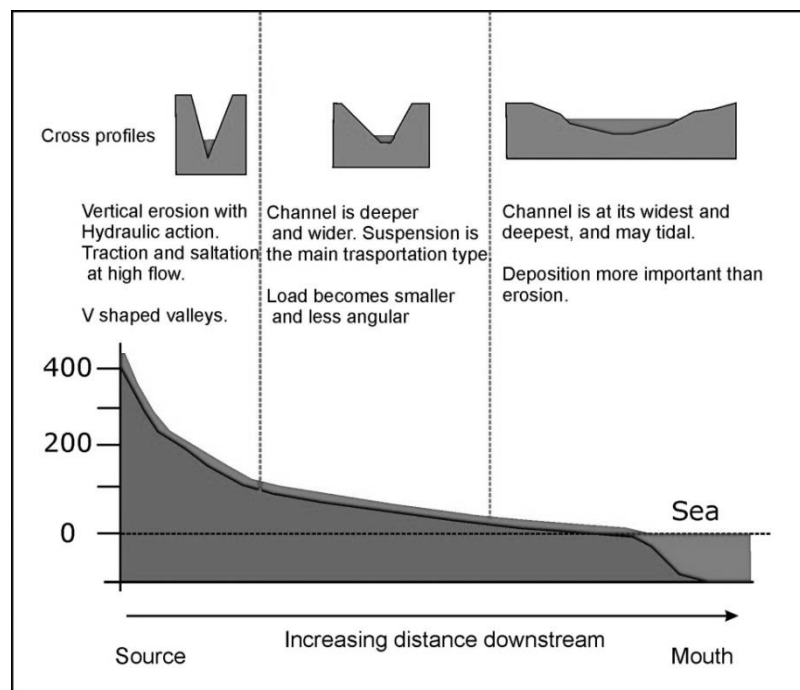


Processo di scalzamento al piede ad opera dell'acqua incanalata con conseguente frana

A causa di questi processi di dinamica fluviale e per effetto dell'erosione retrogressiva (verso monte) operata dall'acqua incanalata, le testate dei canali arretrano sempre, più assottigliando le creste spartiacque e provocando “fenomeni di cattura”. Cioè, un corso d'acqua ne cattura un altro ampliando il suo bacino idrografico a spese di quello vicino.

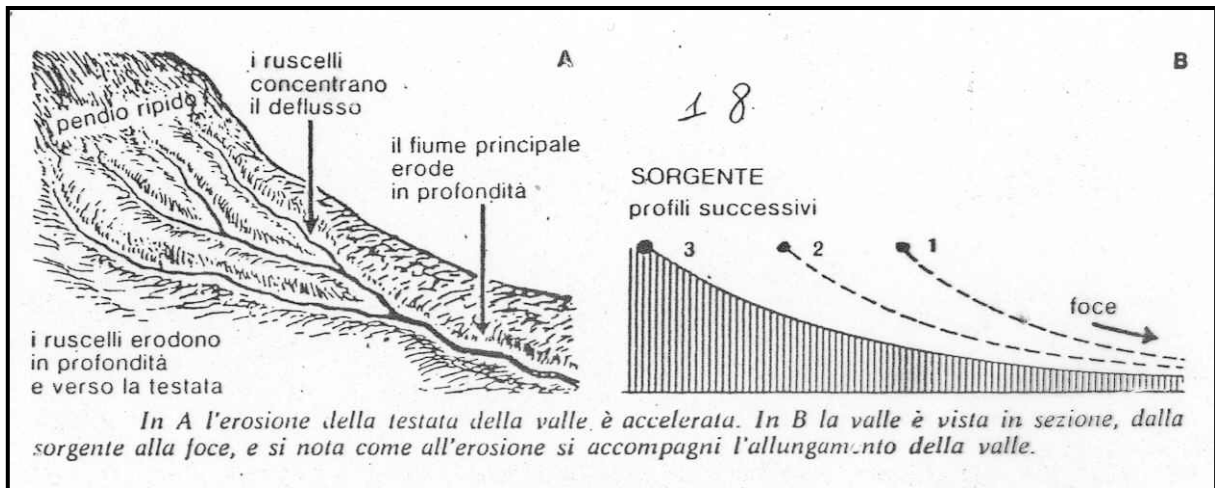
6.6 PROFILO D'EQUILIBRIO E PUNTO NEUTRO

Il profilo longitudinale di un fiume, nel tempo, tende a raggiungere una condizione di «equilibrio» con riduzione progressiva della pendenza da monte verso valle. Il fenomeno si accompagna ad una riduzione della profondità degli alvei e ad un loro ampliamento trasversale. La capacità erosiva si riduce da monte verso valle ed aumenta la tendenza a formare anse e meandri.

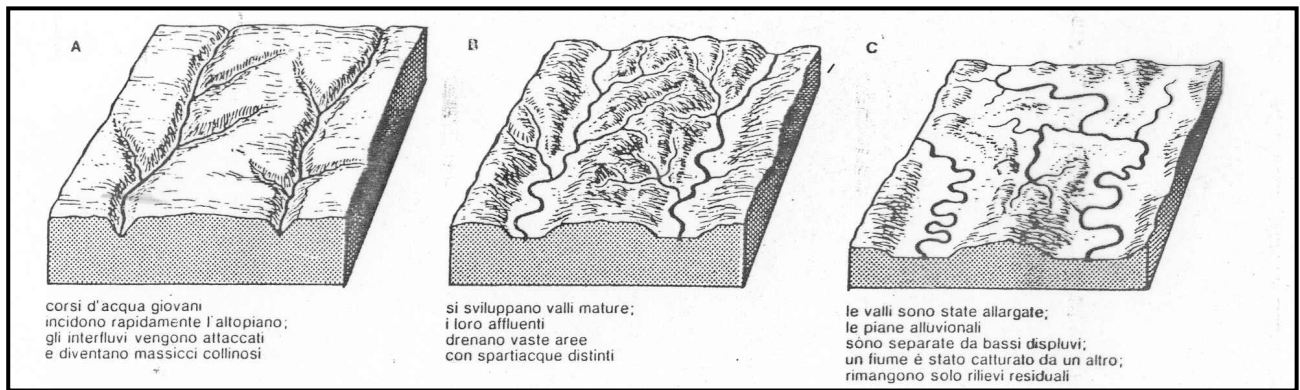


Profili trasversali e longitudinali di un corso d'acqua rispettivamente nelle aree montane, collinari e di foce

Il profilo di equilibrio, con il passare del tempo, diventa sempre meno ripido facendo così diminuire la velocità dell'acqua. Questo fenomeno, a sua volta, riduce l'erosione e costringe il corso d'acqua a “divagare” nella pianura con anse e meandri molto accentuati. Si dice che il fiume passa da uno **stadio giovanile** (forte pendenza e grande capacità erosiva) ad uno **stadio maturo** (fenomeni di cattura, riduzione delle pendenze e della capacità erosiva), fino ad uno **stadio senile** (molte anse lungo il corso d'acqua, meandri e scarsa capacità erosiva). Si vedano le figure successive.



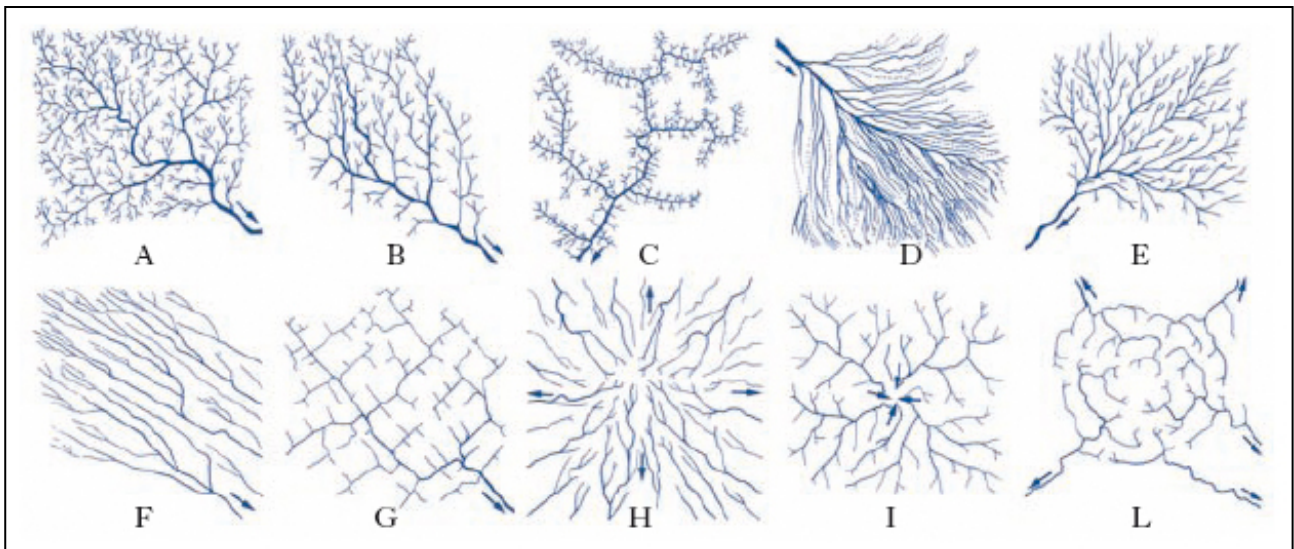
Erosione retrogressiva (A) e diversi profili di equilibrio nel tempo da 1 a 3 con conseguente diminuzione della pendenza longitudinale (B).



Stadio giovanile (A), maturo (B) e senile (C) dei corsi d'acqua

Il «*punto neutro*» infine è la sezione longitudinale dell'alveo a cavallo della quale tra erosione e deposito vi è compensazione. Esso può assumere posizioni molto diverse lungo il profilo longitudinale.

I reticoli fluviali possono assumere forme diverse che dipendono, in genere dall'assetto geologico e geomorfologico del substrato sul quale essi si impostano. Così, ad esempio, possiamo avere un reticolo a forma **radiale**, se esso si imposta su di un rilievo montuoso isolato (ad esempio un cono vulcanico), a forma **dentritica** (cioè come i rami di un albero) se esso si imposta su terreni impermeabili omogenei (ad esempio terreni argillosi) che impediscono all'acqua di infiltrarsi in profondità, oppure a **traliccio**, se i canali tributari si impostano lungo le linee di fratturazione presenti nel terreno (faglie ad andamento ortogonale).

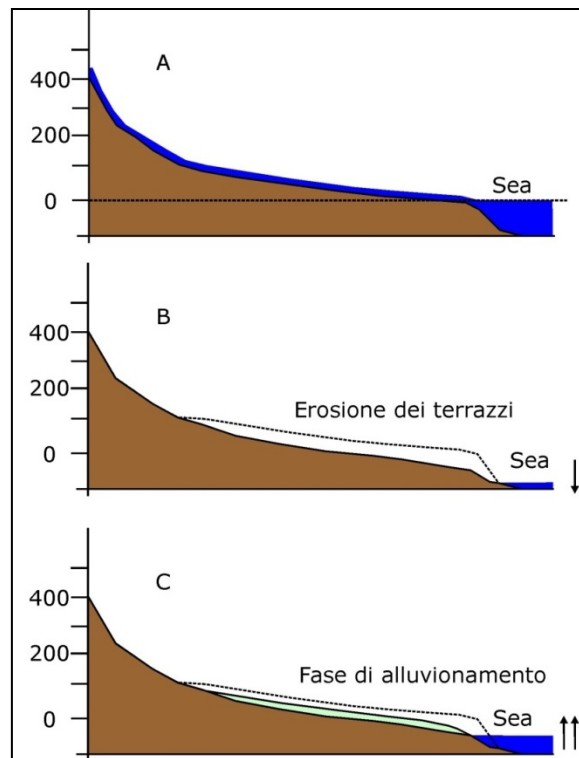


Forme assunte dai reticoli fluviali, in funzione della litologia e dell'assetto strutturale del rilievo terrestre. Dendritico (A, B); Pinnato (C), Divergente (D, E); Traliccio (F, G); Radiale (H, I, L)

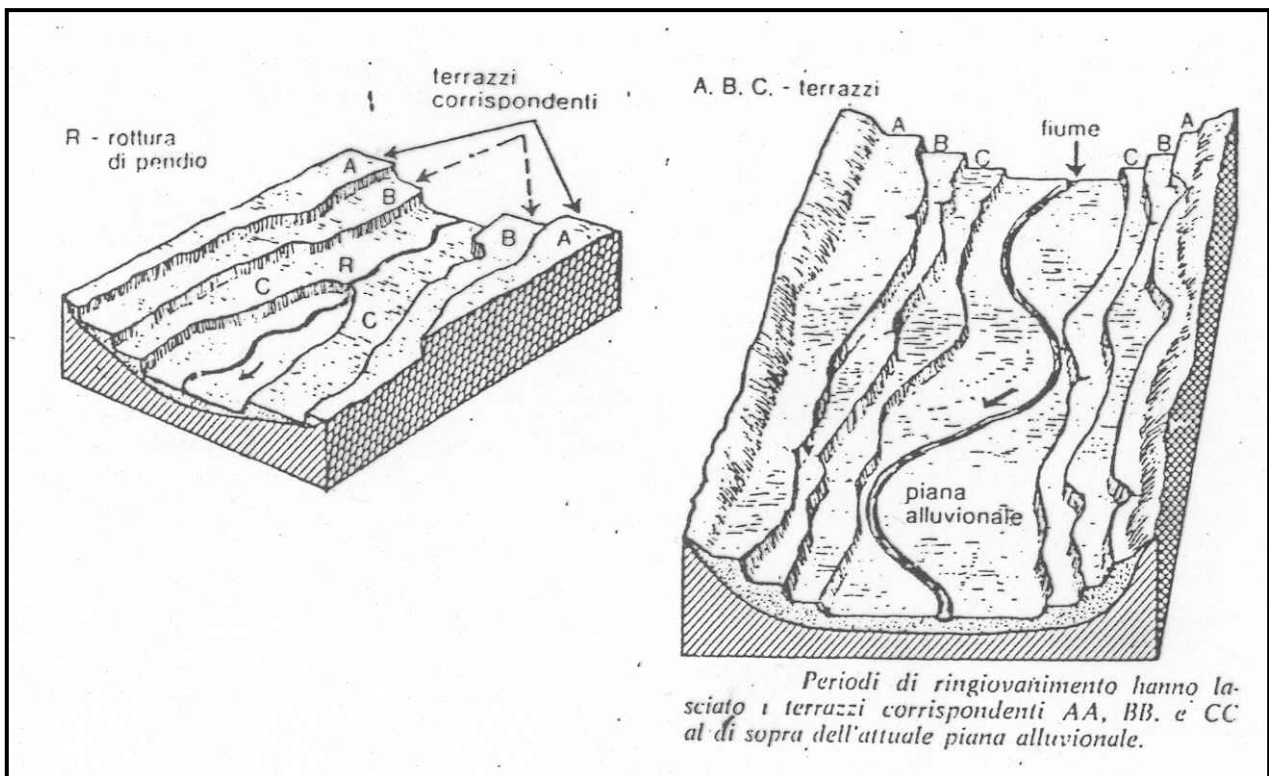
6.7 PROCESSO DI FORMAZIONE DEI TERRAZZI FLUVIALI

Lungo il profilo d'equilibrio di un fiume si può individuare un punto (detto *punto neutro*) che separa le aree poste a monte, ove prevalgono i processi erosivi, da quelle poste a valle, ove prevalgono i processi deposizionali. Più che a un punto fisico, occorre pensare ad un'area di bilanciamento degli effetti erosivi (a monte) e di quelli deposizionali (a valle). A cavallo di questo punto neutro, si sviluppano i terrazzi fluviali. Essi rappresentano aree pianeggianti delimitate verso il corso d'acqua da scarpate verticali o subverticali. Nei corsi d'acqua appenninici si riconoscono fino a 3 ordini di terrazzi posti a cavallo del fiume. Il terrazzo posto a quota più alta è quello più antico; via via quelli a quote più basse sono più recenti.

I terrazzi si formano per effetto di ripetute fasi di alluvionamento della valle (a causa di processi di esondazione) che si alternano a fasi di prevalente erosione (durante le quali si individuano le scarpate che delimitano i terrazzi). Queste fasi di alluvionamento ed erosione sono legate alle variazioni del **livello di base** dell'erosione. Quest'ultimo si identifica, in genere, con la quota del mare che, nel tempo geologico, non è costante ma varia a seguito di glaciazioni (la quota del mare si abbassa) e di fasi calde con scioglimento dei ghiacciai e delle calotte polari (la quota del mare si innalza). Vedasi figure successive.



In A il corso d'acqua è in una condizione di equilibrio con il suo livello di base (quota del mare). In B, a seguito dell'abbassamento del livello marino (o per sollevamento eustatico della terra emersa) il corso d'acqua è costretto ad erodere il fondo o i depositi alluvionali precedentemente accumulatisi in modo da ricostituire le condizioni d'equilibrio. In C, a seguito di un nuovo innalzamento del livello del mare (o per abbassamento delle terre emerse) il fiume rideposita materiale alluvionale per riportarsi alla nuova condizione di equilibrio. Il ripetersi nel tempo di questi fenomeni crea, a cavallo del punto neutro, i terrazzi alluvionali.



Ordini di terrazzi presenti a cavallo di un fiume. I terrazzi A, B e C sono posti alle stesse quote in sinistra e destra idrografica. Il fiume ha scavato le sue stesse alluvioni, approfondendosi per seguire l'abbassamento del livello marino.

6.8 RESTRINGIMENTO D'ALVEO

La riduzione della sezione di deflusso di un alveo può avvenire per cause naturali o antropiche. L'irrigidimento delle sponde, dovute alla realizzazione di opere spondali mal progettate può creare ad esempio altrettante situazioni di aumentata pericolosità idraulica, in occasione di piene.



Alveo del fiume Ticino con cava di ghiaia nella subalvea e difese spondali radenti. La presenza di depositi alluvionali nel canale di magra e di opere rigide che ostacolano il deflusso delle acque in fase di piena possono determinare situazioni di elevata pericolosità idraulica.

6.9 SBARRAMENTI DA FRANA

Talvolta i processi di scalzamento al piede operati dai corsi d'acqua sono tanto energici da innescare frane di grandi dimensioni lungo i versanti sovrastanti. La massa dislocata dalla frana può precipitare nella valle e sbarrare il corso d'acqua stesso. Le acque del fiume, non potendo più defluire, si accumulano a monte del corso d'acqua e formano un vero e proprio lago da sbarramento. Se lo sbarramento dovuto al cumulo detritico della frana cede bruscamente, si può generare un'onda di piena estremamente violenta e pericolosa per le zone poste a valle. Vedi figura successiva.



La frana di Monte Zandila (val di Pola) del 28/07/1987 ha creato lungo il fiume Adda un lago temporaneo di circa $20 \times 10^6 \text{ m}^3$

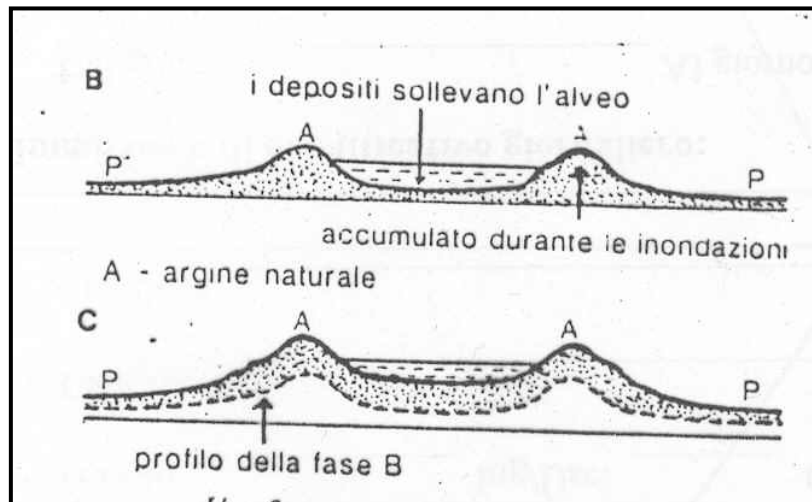


Il lago di cui alla figura precedente, in fase di svuotamento controllato.

6.10 ALVEI PENSILI

Talora, soprattutto nelle pianure densamente abitate, l'uomo per evitare l'esondazione dei corsi d'acqua durante le piene, costruisce degli argini che delimitano il cosiddetto **canale di magra** del fiume. Il canale di magra coincide con la parte del corso d'acqua occupato dalle acque nei periodi di scarsi apporti meteorici. In queste condizioni il fiume arginato non può esondare e quindi deposita i suoi stessi detriti ed alluvioni nel canale di magra che quindi, nel tempo, tende a sollevarsi rispetto alla pianura circostante. Naturalmente, in queste condizioni è più facile che il fiume esondi durante le piene, scavalcando gli argini. Allora l'uomo interviene aumentando l'altezza degli argini e

costringendo il fiume a sollevarsi ancora di più. In questo modo si formano gli alvei pensili, cioè posti a quote più alte della pianura circostante.



Le lettere A-A indicano gli argini. In B i depositi alluvionali nell'alveo sono responsabili del sollevamento dell'alveo stesso. In C sia per cause naturali che per azione dell'uomo, gli argini si sollevano costringendo il fiume a sollevarsi anch'esso. Questo fenomeno è particolarmente attivo se le sezioni fluviali sono troppo ristrette ed il materiale trasportato dal fiume (trasporto solido) è abbondante.

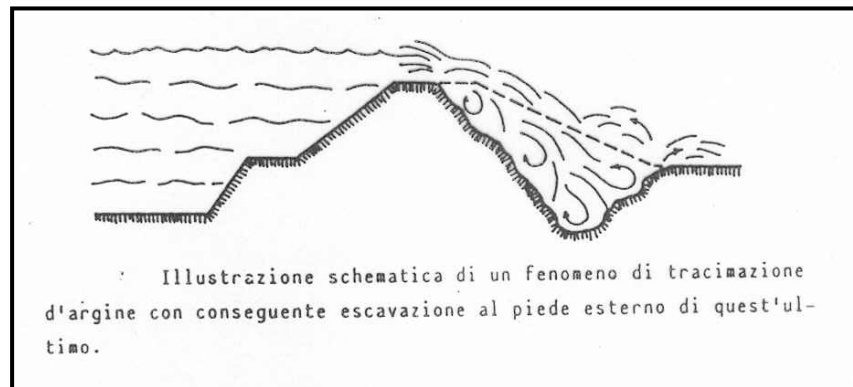
La rottura degli argini durante una piena provoca la sommersione della pianura circostante con gravi danni alle persone, alle abitazioni ed alle infrastrutture.



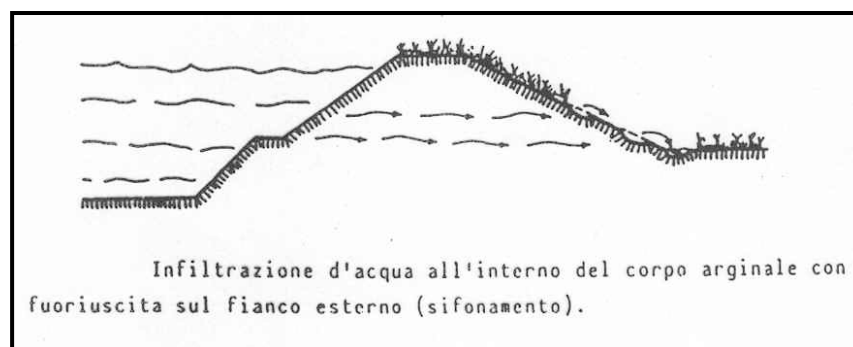
Allagamento a causa del cedimento per sifonamento di un argine

La rottura degli argini che in genere sono formati da sabbie, ghiaie o sabbie limose, può avvenire o per **tracimazione** dell'argine stesso, se il fiume scavalca l'argine, o per **sifonamento**. In questo caso le acque si infiltrano attraverso il materiale dell'argine e, seguendo vie preferenziali, raggiungono la

parte esterna del manufatto. Lungo il tragitto sotterraneo, le acque asportano materiale dalla struttura creando vuoti e scavarnamenti che ne minano la stabilità.



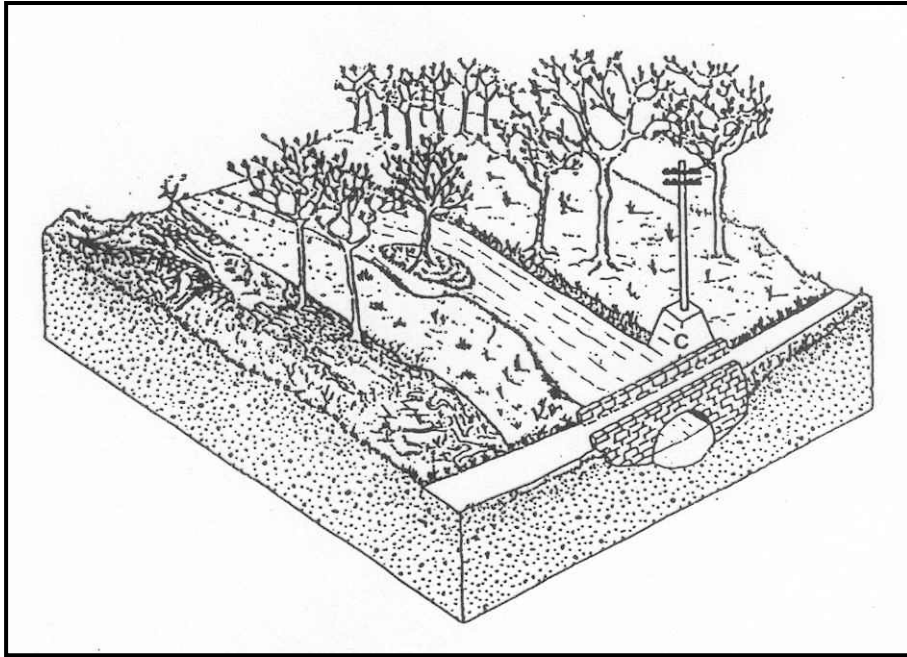
Tracimazione di un argine in terra



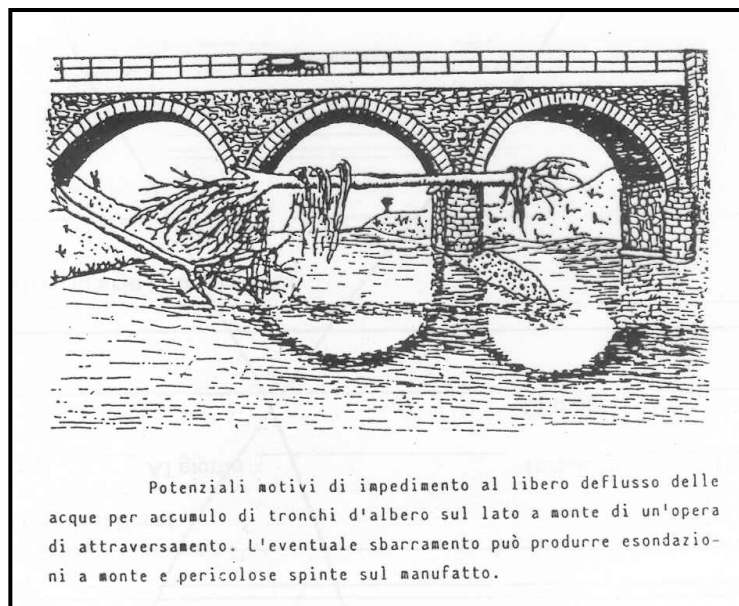
Sifonamento di un argine in terra

6.11 OSTRUZIONI D'ALVEO E FENOMENI DI ESONDAZIONE

E' opportuno ricordare che un fiume non porta solo acqua ma trascina con se un **carico solido** (ciottoli, sabbie, limi e grandi quantità di argilla) ed altri materiali quali tronchi d'albero se non addirittura oggetti abbandonati per incuria dell'uomo. Tutti questi materiali possono creare strozzature dell'alveo ed impedimenti al libero deflusso. A tanto si aggiungono spesso manufatti mal progettati quali ponti con "luci" sottodimensionate (si definisce luce di un ponte l'apertura dell'arcata che deve assicurare il deflusso) o coperture dell'alveo (in gergo definite "tombature"). Quando i materiali trascinati dalla corrente urtano contro questi ostacoli si accumulano, finendo per svolgere un effetto diga che arresta il deflusso e provoca onde di piena se la diga cede bruscamente.



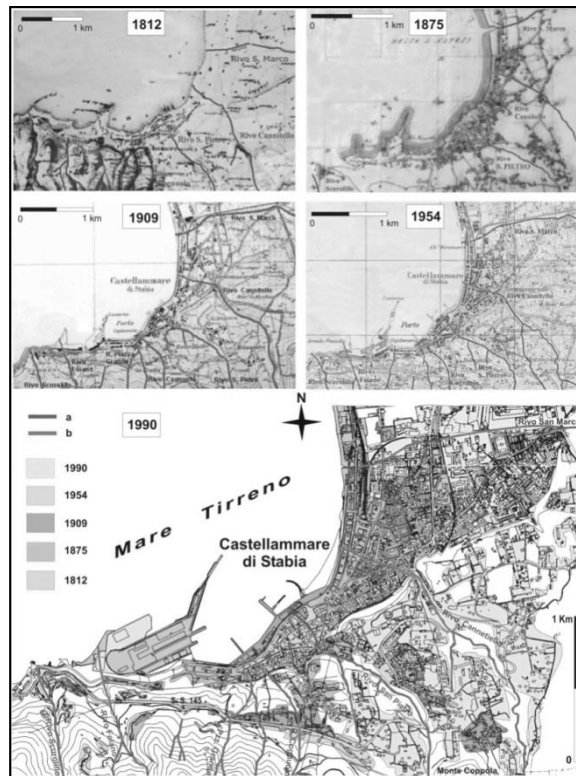
Impedimenti al libero deflusso delle acque in un alveo torrentizio: alberi di alto fusto e ponte con luce insufficiente.



Ostruzione delle luci di un ponte

6.12 ALVEI TOMBATI

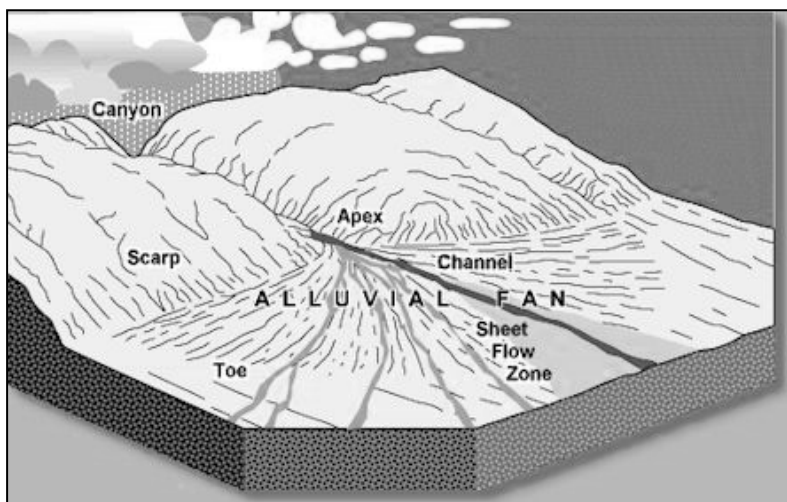
La crescita dei centri abitati ha comportato spesso, soprattutto negli ultimi secoli, la necessità di ricoprire gli alvei, con gravi conseguenze in termini di danni ed aumento della pericolosità idraulica. Infatti, in occasione di elevati apporti idrici nel reticolo idrografico con contemporaneo trasporto solido, la sezione di deflusso può risultare insufficiente al convogliamento delle acque. Esse quindi possono abbandonare l'alveo o, se entrano in pressione a causa dell'accresciuta portata, possono determinare la distruzione delle opere di copertura.



Castellammare di Stabia è un classico esempio di area pedemontana nella quale il centro urbano si è sviluppato talora ricoprendo gli alvei naturali. Dal 1812 ad oggi, sono stati ricoperti numerosi alvei che attraversano l'abitato.

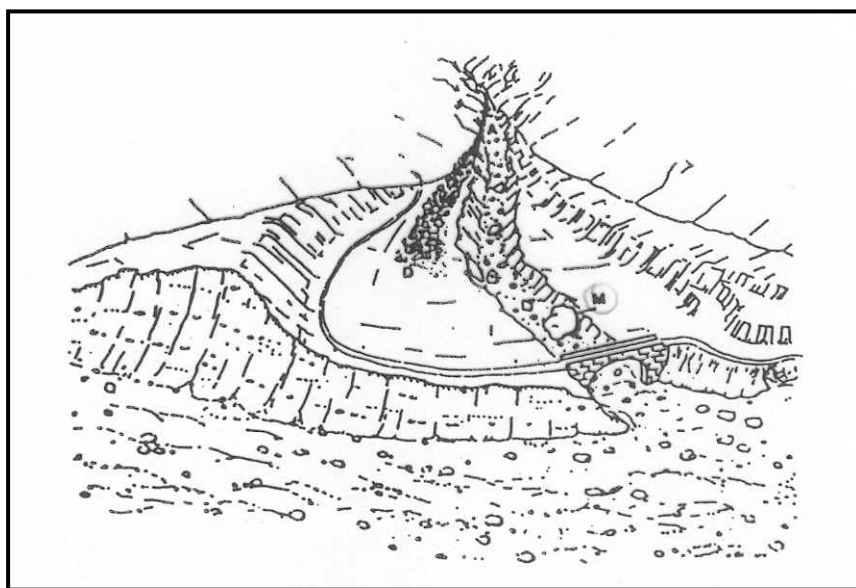
6.13 CONOIDI DI DEIEZIONE

Le conoidi di deiezioni sono delle forme morfologiche tipiche dei paesaggi montani e collinari. Esse sono degli accumuli alluvionali formati da blocchi, ciottoli, ghiaie e sabbie che si depositano nei tratti vallivi dove un corso d'acqua torrentizio diminuisce bruscamente la sua pendenza. Di solito, hanno la forma di un "ventaglio" con l'apice rivolto verso monte e la base verso valle.



Il torrente che sfocia nella pianura, dopo aver attraversato una gola profonda e ripida, perde bruscamente velocità e capacità di trasporto dei materiali. Esso pertanto abbandona le sue alluvioni durante le fasi di piena dando origine ad una conoide.

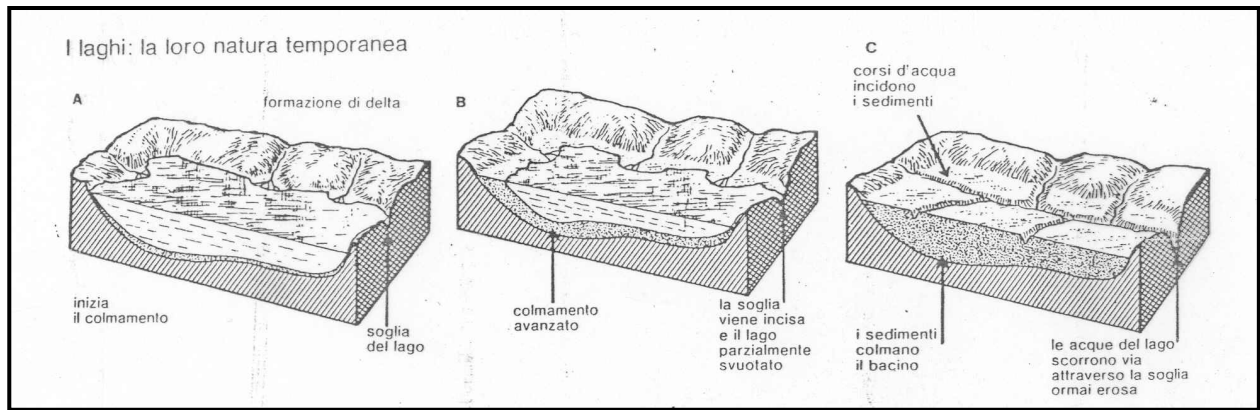
La conoide si definisce “**attiva**” se è ancora in grado di accrescersi durante eventi di piena. In questi casi i materiali abbandonati dal torrente si riversano nella pianura distruggendo tutto quello che incontrano lungo il loro percorso. Se per motivi diversi, il torrente riesce a scavarsi un nuovo alveo nel materiale della conoide e se questo canale è abbastanza ampio, la conoide non si accresce più perché le alluvioni vengono trascinate più a valle dalla corrente. In questo caso la conoide si definisce “**inattiva**”. Di solito è difficile essere sicuri che le conoidi siano diventate inattive perché durante piene eccezionali possono tornare ad ingrandirsi.



Canale di scarico di una conoide. La capacità di trasporto del torrente può essere enorme e lo si può argomentare vedendo le dimensioni del masso M. Esso può essere più grande della luce del ponte che, in questo caso, sarà sottodimensionato. In corrispondenza dell’apice della conoide, indicata dalla lettera A, il canale può poi avere una profondità ed una sezione insufficiente ad evitare fenomeni di esondazione della corrente durante una piena. In questo caso, la conoide può tornare a crescere per effetto del flusso idrico che si riversa su di essa e che trascina il materiale solido proveniente da monte.

6.14I LAGHI E LA LORO NATURA TEMPORANEA

I laghi, formati per l’accumulo di acque fluviali in una valle, possono avere diverse origini, quali ad esempio **origini glaciali** o da **sbarramento da frana**, etc. Quelli di origine glaciale si creano poiché dopo lo scioglimento dei ghiacciai le valli glaciali possono essere ingombre dei depositi detritici da essi lasciati (depositi morenici). Tali materiali possono creare veri e propri sbarramenti che delimitano verso valle depressioni abbastanza profonde entro le quali si accumulano le acque di provenienza fluviale o di scioglimento delle nevi.

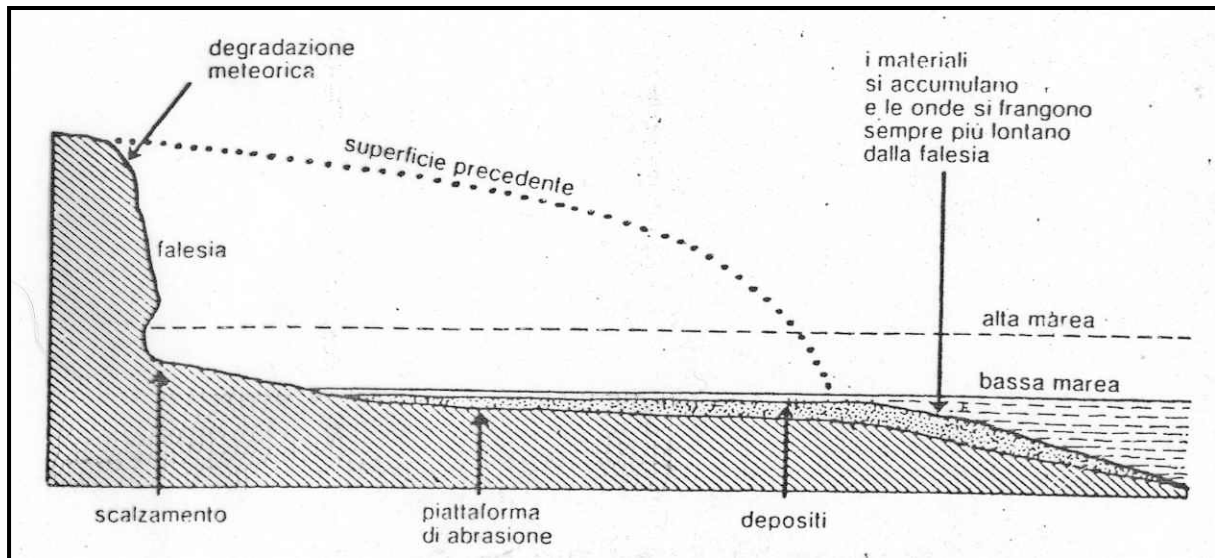


Una volta creatosi il lago, i detriti trascinati dai corsi d'acqua tributari iniziano a colmarlo; inoltre la soglia del lago può essere lentamente erosa dalle acque stesse (A). Proseguendo il colmamento da parte dei detriti e l'approfondimento della soglia, il lago si può parzialmente o totalmente svuotare (B). Alla fine, resta solo una pianura intramontana a fondo generalmente piatto.

Altri laghi possono essere creati dallo sbarramento della valle ad opera di cumuli di frana (vedi in precedenza). Numerosi esempi di morfologie lacustri sono presenti in diverse parti dell'Appennino meridionale, dall'Abruzzo fino alla Calabria.

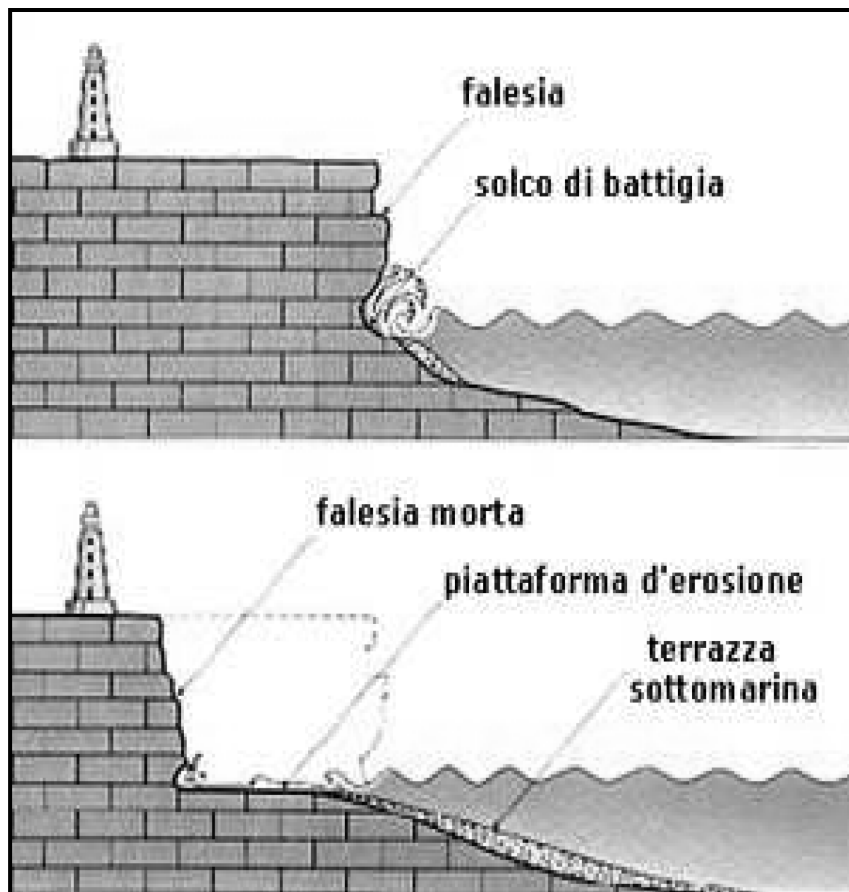
6.15 MORFOLOGIE COSTIERE

Coste basse - Una costa bassa, sabbiosa, è spesso formata da spiagge. La spiaggia è l'area compresa tra il punto più basso raggiunto dal livello del mare, durante la bassa marea e quello più alto raggiunto dalle onde di tempesta, durante l'alta marea. Le spiagge sono molto differenti tra di loro ma, di solito, sono tutte formate da sedimenti trasportati e depositatisi su di una "*piattaforma di abrasione marina*" (vedi figura). Molte spiagge si trovano al fondo di baie e sono formate dai materiali erosi dai promontori circostanti. Le spiagge al fondo di baie, di solito, non sono interessate da movimenti costieri dovuti a fenomeni di arretramento o avanzamento, per effetto della deriva costiera dei sedimenti. Invece le spiagge al piede di lunghe falesie rettilinee, tendono ad essere maggiormente esposte all'azione della deriva costiera, dovuta alle correnti.

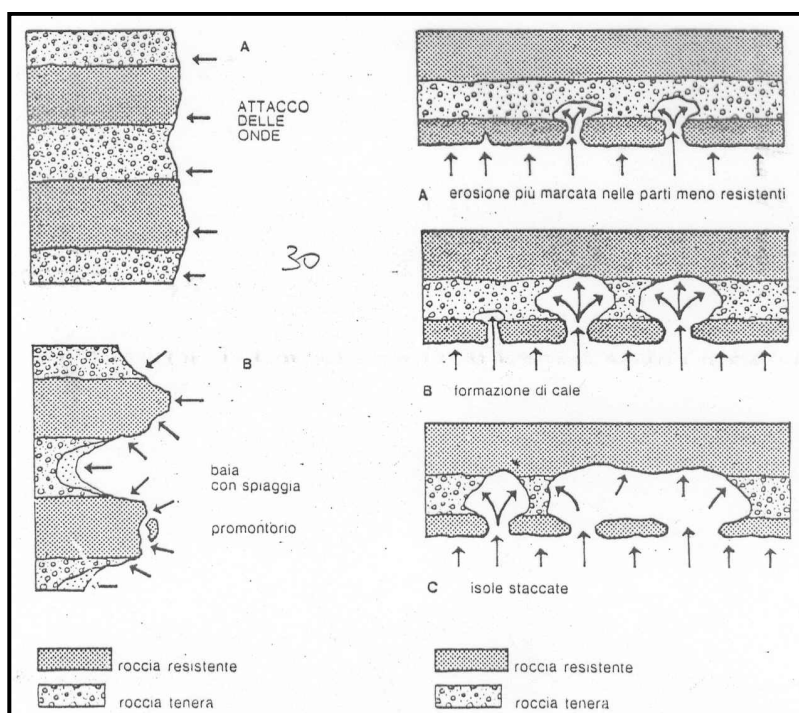


L'effetto combinato di erosione e sedimentazione sulla piattaforma di abrasione, crea la spiaggia

Coste alte – Una costa alta è formata da falesie di altezze variabili da pochi metri fino ad alcune decine di metri che, di solito, si formano per effetto di processi di erosione e frane indotti direttamente o indirettamente dall'azione del moto ondoso che si esercita alla base della parete stessa (vedi figura successiva). L'assetto geologico della costa ne condiziona notevolmente la forma. Così, ad esempio, se strati di roccia più resistenti alternati a strati di terreni più erodibili sono ortogonali alla linea costiera, si formeranno promontori molto avanzati verso mare, intervallati da baie profonde scavate nei terreni maggiormente erodibili. Viceversa se gli strati sono paralleli alla linea costiera, tenderanno a formarsi isole antistanti alla costa stessa, costituite da rocce più resistenti.

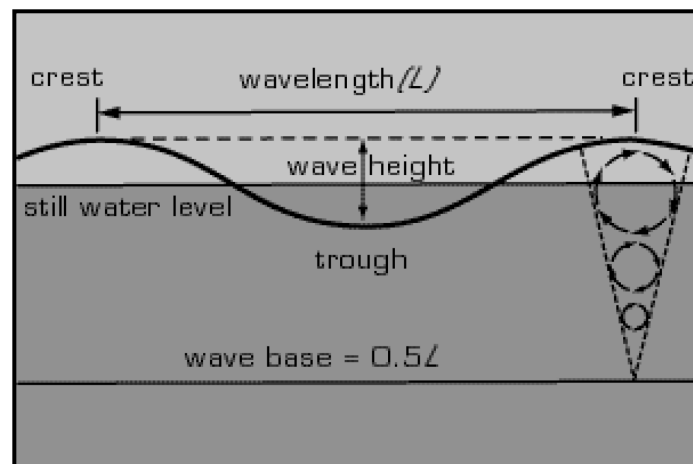


Meccanismo di formazione di una costa alta a falesie, per effetto di frane costiere indotte dallo scalzamento al piede da parte dal mare. Se gli strati rocciosi sono orizzontali, di solito l'altezza della falesia resta costante. Se gli strati sono inclinati verso mare (con disposizione detta a "franapoggio"), l'altezza della falesia aumenta con il progredire dell'arretramento. Infine, se gli strati sono inclinati verso terra (con disposizione detta a "reggipoggio"), l'altezza tende a diminuire con il progredire dell'arretramento.



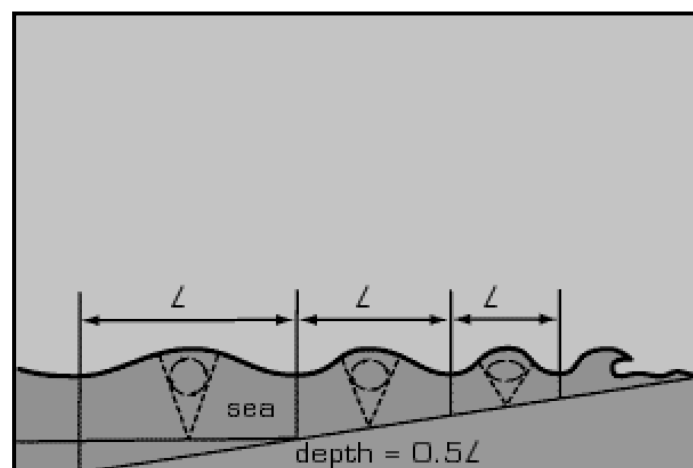
Diverse forme costiere si sviluppano a seconda dell'assetto geologico e della direzione del moto ondoso

Le onde – La principale fonte di energia responsabile dei processi erosivi costieri è rappresentata dalle onde. Un'onda è un movimento circolare o ellittico dell'acqua che si manifesta negli strati marini più superficiali. Tale movimento è generato dall'attrito esercitato dal vento sulla superficie marina. Il vento quindi genera le onde sebbene, virtualmente, il movimento delle molecole di acqua è solo di tipo verticale. Più forte e duraturo è il vento, maggiori saranno l'altezza e la lunghezza d'onda (vedi figura).



L'altezza dell'onda si misura tra il cavo e le creste di due onde successive. Il movimento delle molecole d'acqua in un'onda è di tipo circolare o ellittico. La lunghezza d'onda è la distanza tra due creste successive. La base dell'onda, al di sotto della quale non vi è più movimento delle molecole d'acqua, è circa pari alla metà della lunghezza d'onda.

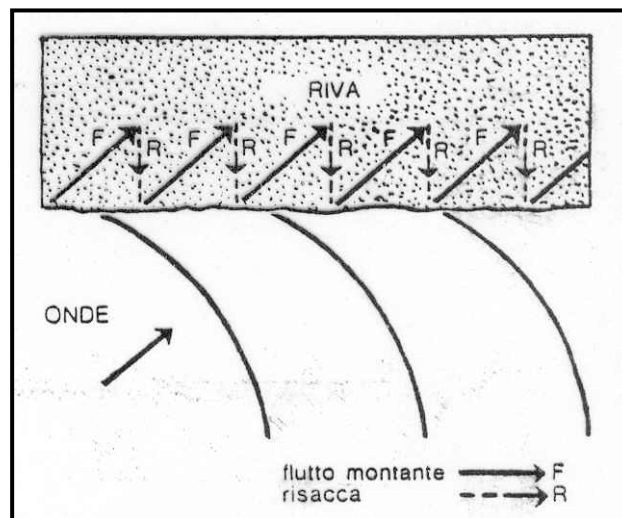
Avvicinandosi alla costa e riducendosi la profondità del fondale marino, le onde crescono in altezza al punto tale da rompersi in “*frangenti*”. In queste condizioni il moto delle molecole d'acqua da circolare si trasforma in traslativo e l'energia si trasferisce verso la costa.



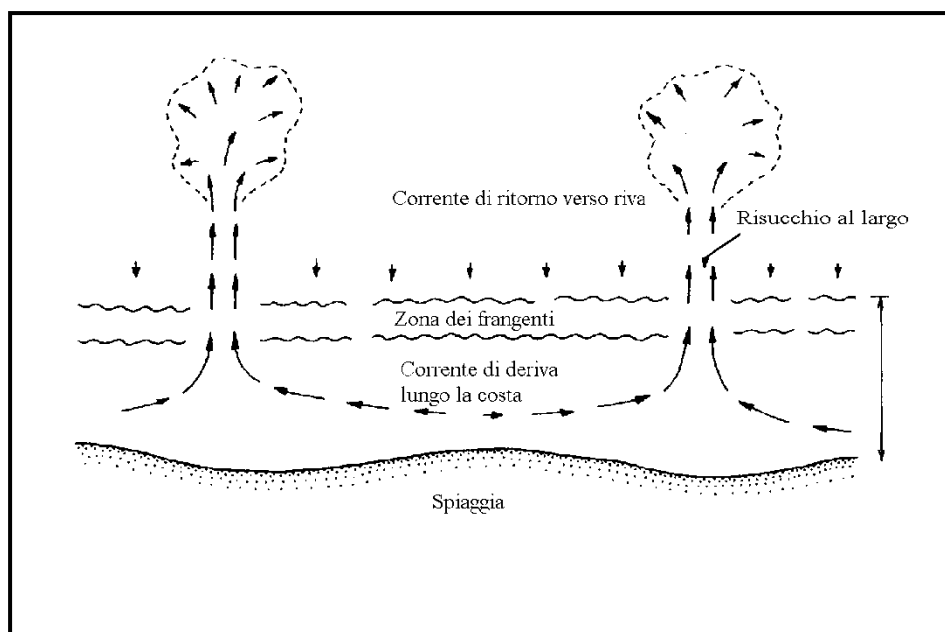
Avvicinandosi alla riva, la lunghezza d'onda diminuisce e l'altezza aumenta fino a che l'onda si frange, trasferendo energia alla spiaggia e/o alla falesia.

Se le onde arrivano trasversalmente alla spiaggia, esse generano un “*flusso montante*”, responsabile della deriva della sabbia parallelamente alla costa, e la “*risacca*” responsabile del risucchio verso il largo dei sedimenti. Nel primo caso, il profilo della spiaggia si modifica semplicemente perché la

sabbia viene spostata trasversalmente, nel secondo caso invece la spiaggia può essere erosa poiché il sedimento viene risucchiato al largo.



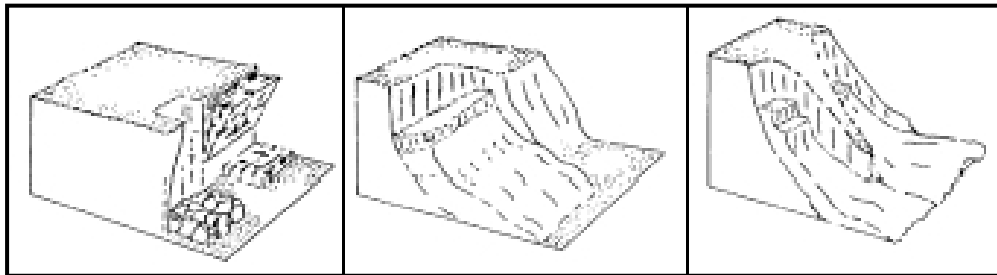
Formazione lungo la riva del flusso montante e della risacca



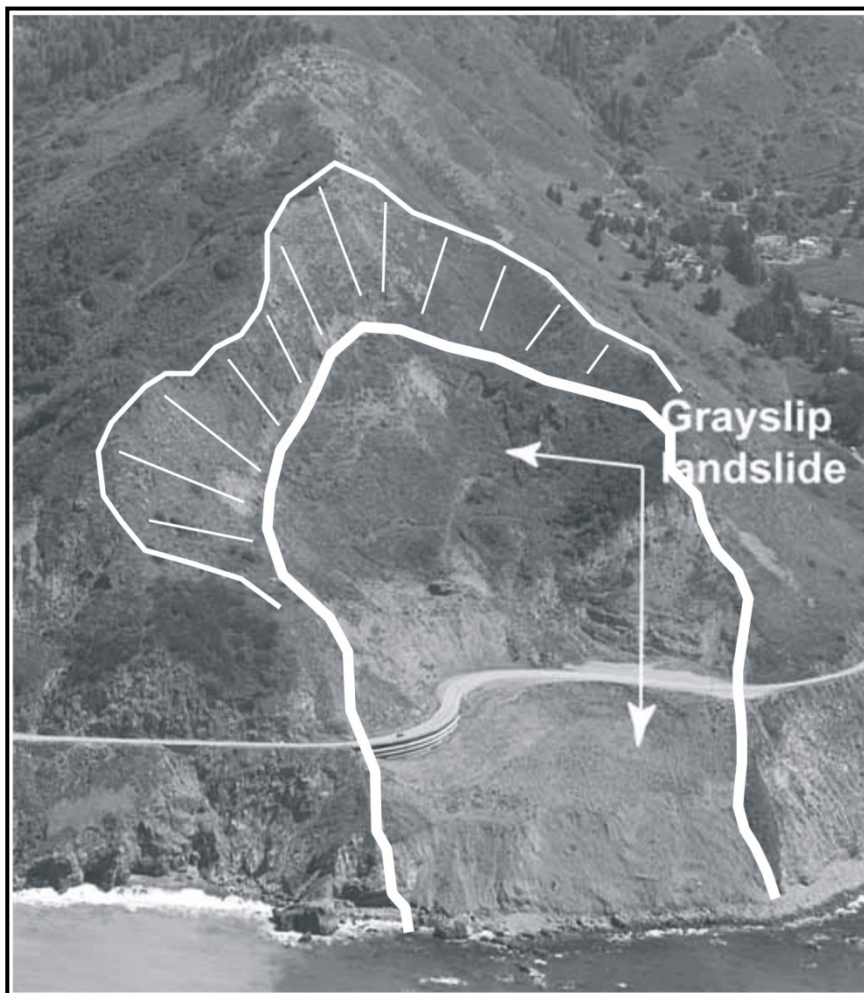
La risacca trascina al largo la sabbia e la deposita su fondali più profondi. La spiaggia si erode assumendo un caratteristico andamento ondulato con cuspidi ed insenature. Resta sulla spiaggia sommersa solo il materiale più grossolano che il mare non riesce a mobilizzare.

Frane lungo le coste alte – L'azione del moto ondoso tende ad indebolire la roccia soprattutto lungo le fratture e le altre discontinuità in essa presenti. L'onda frangendo sulla roccia, esercita una pressione che si trasmette attraverso le discontinuità, ampliandole e indebolendole. Inoltre, nelle discontinuità l'azione dell'acqua marina si esplica attraverso processi di soluzione, di idratazione e di deposito di sali. Anche l'abrasione operata dei sedimenti proiettati contro la roccia dalle onde ha un effetto di indebolimento della roccia e delle discontinuità in essa contenute. L'insieme di questi processi ha come conseguenza una diminuzione di resistenza al taglio dell'ammasso roccioso che, in particolari

condizioni può andar soggetto a frane di diverso tipo. Alcuni meccanismi di frana più comuni sono riportati nella figura seguente.



Differenti meccanismi di frana che interessano le falesie costiere: (a) frana da crollo in materiali lapidei fratturati; (b) frana per scorrimento rotazionale in terreni omogenei coesivi; (c) frana per colamento in terreni argillosi.

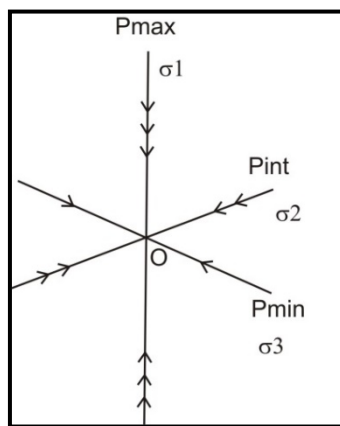


Grande frana per scorrimento rotazionale in terreni flyschoidi (nella figura: alternanze di argilliti e marne argillose), innescata dal moto ondoso lungo la costa atlantica degli Stati Uniti.

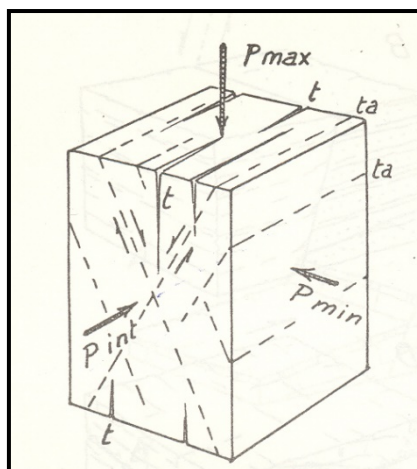
7.TETTONICA

Si tratta della branca delle scienze geologiche che studia le deformazioni subite dalle rocce, le loro trasformazioni ed il loro assetto spaziale. Studia inoltre la meccanica dei movimenti, le forze e le sollecitazioni che li determinano.

Durante una prova di compressione su un provino in laboratorio, si può imporre, ad esempio, che le sollecitazioni normali applicate sulle superfici del provino non siano uguali nelle tre direzioni dello spazio. In tal caso si avrà una distribuzione **triassiale** delle sollecitazioni secondo lo schema riportato di seguito in figura.



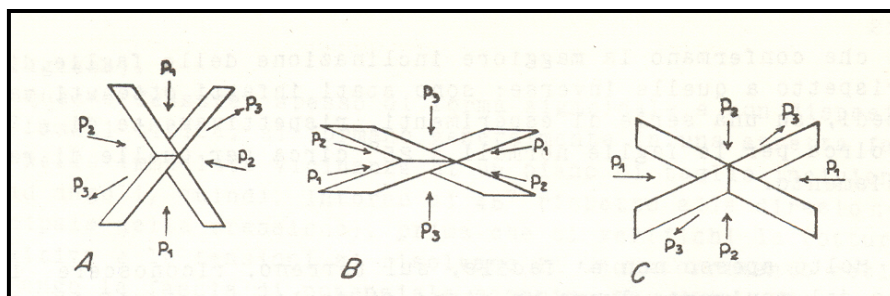
Nella realtà quando le rocce si fratturano, lo **scorrimento** avviene lungo due gruppi di superfici che si intersecano secondo rette parallele alla direzione principale intermedia (P_{int}) e che formano tra loro angoli acuti (circa $60^\circ - 70^\circ$), bisecati dalla direzione principale massima (P_{max}) delle sollecitazioni.



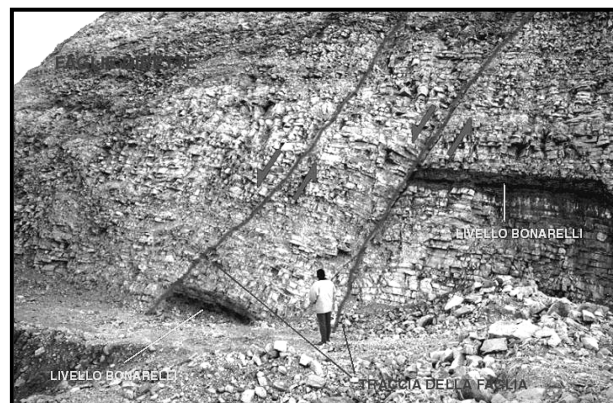
Orientamento delle fratture di taglio (ta) e di tensione (t) rispetto alle direzioni principali massime della sollecitazione ($P_{max} - P_{int} - P_{min}$).

Nonostante lo scorrimento sia controllato da forze di taglio responsabili delle fratture (τ), esso non si verifica lungo superfici dove le sollecitazioni di taglio (τ) raggiungono il valore massimo pari a 45° dalla direzione della P_{\max} (come vuole la teoria), perché oltre all'orientamento delle superfici su cui si applicano le sollecitazioni stesse, interviene anche **l'attrito interno** che è una caratteristica intrinseca del materiale preso in considerazione. La sollecitazione principale massima (P_{\max}) è sempre contenuta nell'angolo acuto formato dai piani di scorrimento principali.

Secondo ANDERSON, i tre principali tipi di faglie, **dirette**, **inverse** e **trascorrenti** differiscono tra loro solo per la diversa orientazione delle sollecitazioni principali in relazione alla superficie terrestre.



Disposizione delle sollecitazioni principali ($P_1 = P_{\max}$; $P_2 = P_{\text{int}}$; $P_3 = P_{\min}$) nei vari tipi di faglie. A = faglia diretta; B = faglia inversa; C = faglia trascorrente.



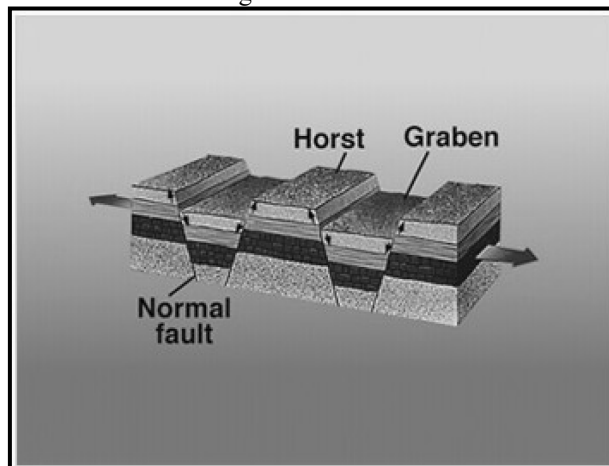
Faglia diretta



Faglia inversa

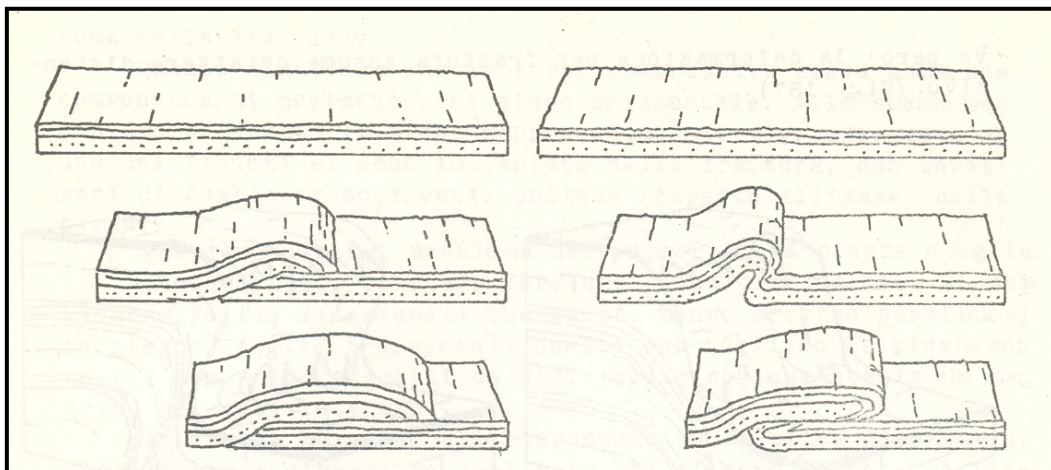


Faglia trascorrente

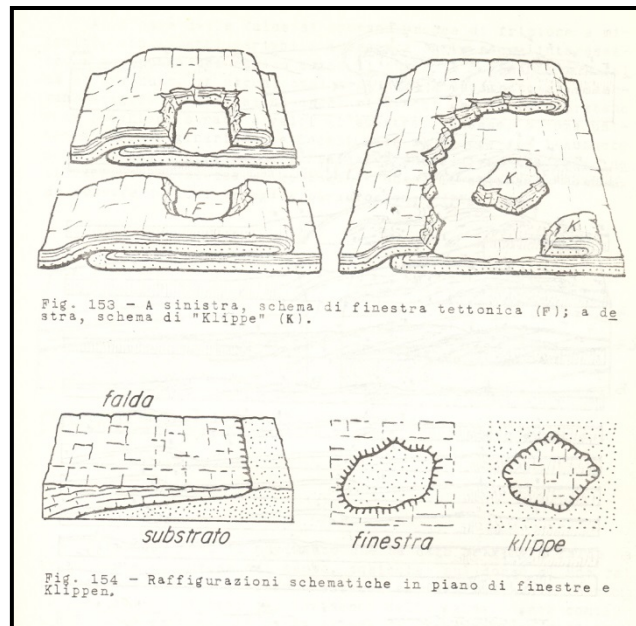


Faglie dirette responsabili della formazione di “fosse” (graben) e “pilastrì” (horst) tettonici

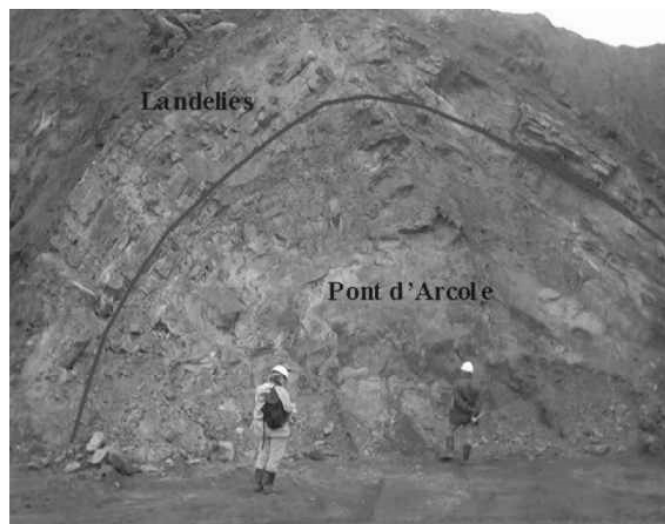
7.2 MECCANISMO DI FORMAZIONE DEI SOVRASCRORRIMENTI



Due possibili modalità di formazione dei sovrascorrimenti: a sinistra, direttamente per frattura di un pacco di strati; a destra, a seguito della formazione di una piega anticlinale che, successivamente, si corica col proseguire della compressione.



Meccanismi di formazione di “finestre” (F) e “scogli” (K) tettonici; in basso, rappresentazione in pianta



Esempio di anticlinale



Esempio di sinclinale

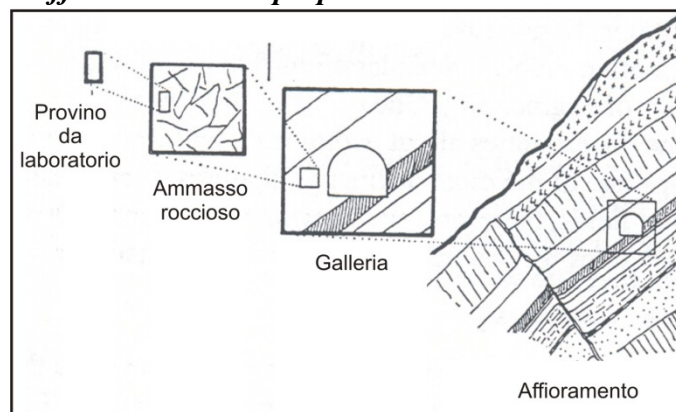
8. STUDIO DELLE DISCONTINUITA' NELLE ROCCE

Viene definita **Discontinuità** qualsiasi soluzione di continuità **nell'ammasso roccioso** caratterizzata da una resistenza a trazione bassa o prossima a zero. Sono quindi “discontinuità” i: piani di **stratificazione** (r. sedimentarie), di **scistosità** (r. metamorfiche), le **fratture**, le **faglie**, le **zone di minor resistenza** nell'ammasso roccioso.

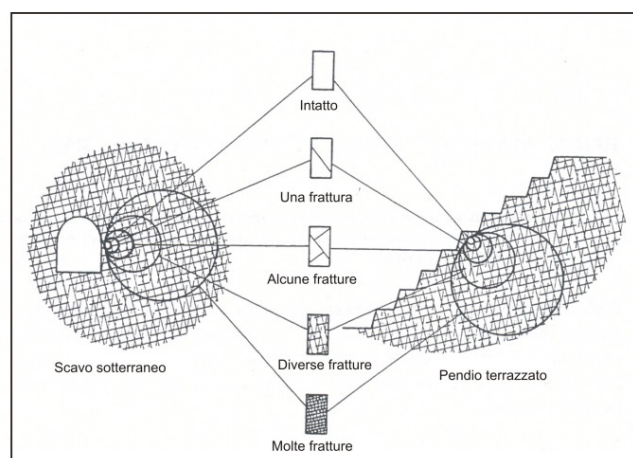
In “*Meccanica delle Rocce*” si definisce “roccia” il materiale naturale in condizioni di macroscopica continuità ed omogeneità che si considera generalmente isotropo (**matrice**). Si definisce ancora “**Ammasso roccioso**” un determinato volume di matrice caratterizzata dalla contemporanea presenza delle discontinuità.

LE PROPRIETA' FISICO-MECCANICHE DELLA “ROCCIA” E “DELL'AMMASSO ROCCIOSO” DI NORMA NON COINCIDONO

Influenza dell'effetto scala sulle proprietà meccaniche dell'ammasso



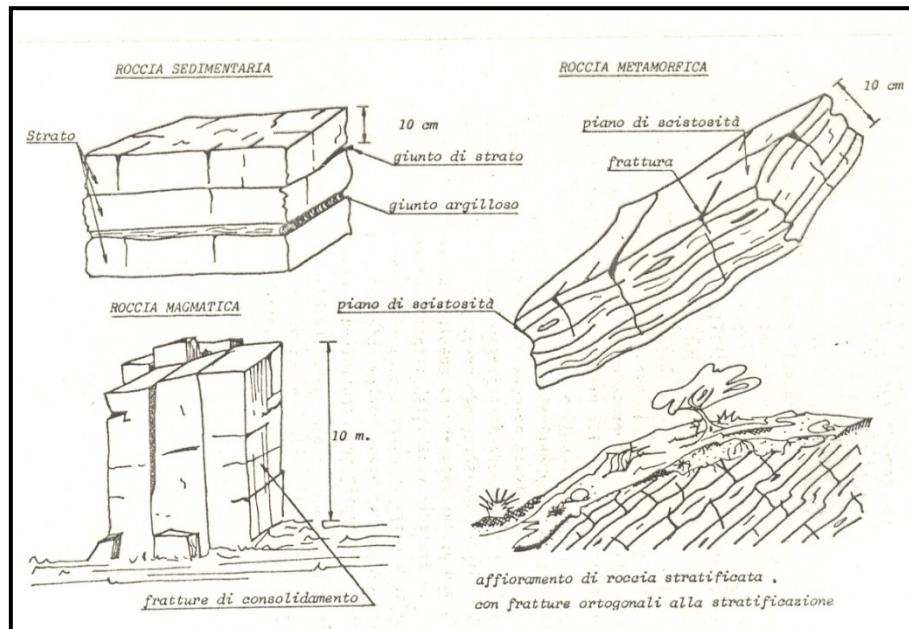
Le proprietà alla scala del provino a confronto con quelle dell'affioramento.



Proprietà del provino e dell'ammasso in relazione al problema affrontato ed al volume significativo

8.1 DISCONTINUITA' PRIMARIE E SECONDARIE

Le discontinuità **primarie** sono quelle formatesi contemporaneamente alla roccia



Esempi di discontinuità primarie

Le discontinuità **secondarie** sono quelle formatesi in un secondo momento a causa di movimenti tettonici, variazioni di volume, fenomeni di risedimentazione, dissoluzione, etc. Esempi di discontinuità secondarie: faglie, fratture in genere, leptoclasti, stiloliti, etc.

Leptoclasti

Sottili fratture in rocce sedimentarie, perpendicolari od oblique rispetto ai piani di stratificazione.

Stiloliti

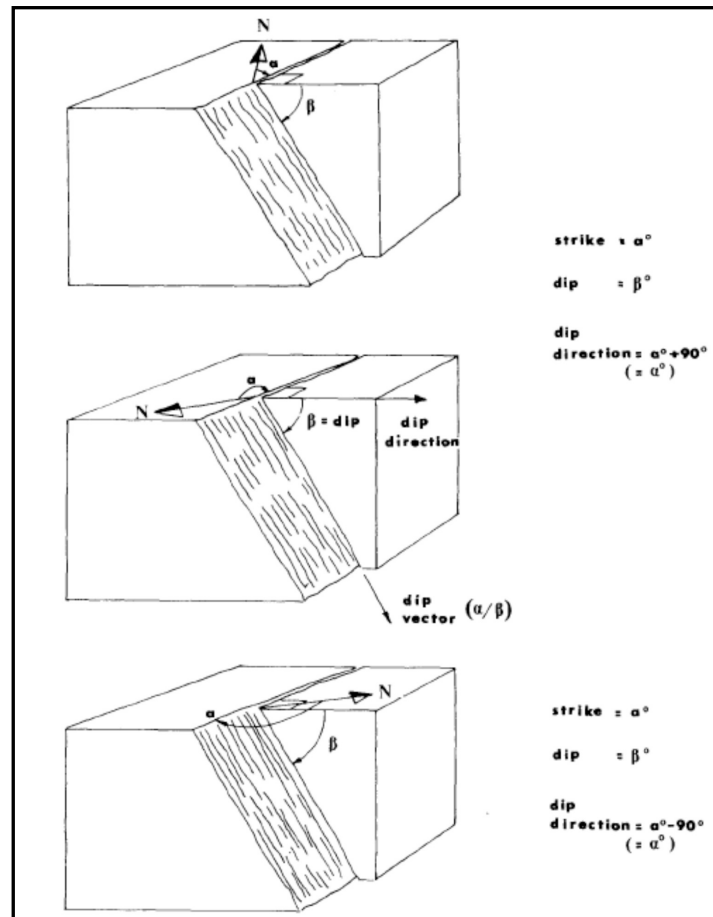
Strutture secondarie delle rocce sedimentarie, soprattutto carbonatiche, dovute a parziale dissoluzione del materiale sedimentato e deposizione del residuo insolubile, con formazione di fini suture segnalate da sottili lamine di minerali argillosi e ossidi di ferro.

8.2 ORIENTAZIONE DELLE DISCONTINUITA'

In Geologia strutturale (ed anche in Meccanica delle rocce), l'orientazione di una discontinuità è data da due valori angolari che rappresentano l'**Immersione** e l'**Azimuth di Immersione** della discontinuità.

L'Immersione (in inglese "*dip*") è l'angolo misurato tra la retta di massima pendenza della discontinuità e la sua proiezione sul piano orizzontale. Essa varia tra 0° e 90° (vedi Figura successiva). L'azimuth di immersione (in inglese "*dip direction*") invece, è l'angolo azimutale (cioè misurato sul piano orizzontale) contato in senso orario tra il nord vero e la proiezione sul piano orizzontale stesso della retta di massima pendenza. Esso varia tra 0° e 360° (vedi Figura successiva).

Quindi se scrivo: $(\alpha/\beta) = (45^\circ/250^\circ)$, vuol dire che la discontinuità ha una inclinazione di 45° , con un verso di immersione di 250°



Sulle **Carte Geologiche**, invece, si rappresenta opportunamente la **Direzione** della discontinuità e la sua **Immersione**. La Direzione è l'angolo formato tra il nord vero della Carta e l'orientazione della retta risultante dalla intersezione del piano della discontinuità con il piano orizzontale di riferimento.

L'Immersione ha lo stesso significato già descritto in precedenza. La Direzione e l'Immersione di una discontinuità sono tra di loro ortogonali e quindi formano tra di loro un angolo di 90. Quindi se scrivo N30°E (45°), vuol dire che la discontinuità ha una direzione di 30° verso Est ed immerge di 45° nella direzione $30^\circ + 90^\circ = 120^\circ$, cioè verso SudEst. (Vedi anche Tabella I e Figura 3)

L'immersione e l'azimuth di immersione vengono rapidamente misurate in campagna mediante l'uso della “**Bussola di Clar**”. Essa consente con una unica misura, utile soprattutto in luoghi difficilmente accessibili, di determinare l'immersione (letta su di un goniometro posto in coincidenza dell'asse di rotazione del coperchio dello strumento) e l'azimuth d'immersione (letto mediante il doppio ago della bussola, una volta che essa sia stata disposta orizzontalmente mediante un livello a bolla d'aria incorporata).



Bussola di Clar

L'orientazione di discontinuità molto estese (ad esempio faglie) può essere determinata anche mediante le coordinate x, y e z (latitudine, longitudine e quota) di tre punti giacenti nel piano della discontinuità (si ricordi che su di un piano giacciono 3 punti) oppure, qualora siano disponibili, mediante i dati forniti da tre sondaggi che intersechino il detto piano. Dati approssimativi possono essere stimati anche con un solo sondaggio sulla base delle carote estratte (purchè venga garantita l'esatta orientazione delle carote rispetto alla loro posizione in sede) oppure con l'ausilio di sonde televisive, fotografie delle pareti dei fori o con sonde a fibre ottiche.

8.3 METODI DI RAPPRESENTAZIONE DELLE DISCONTINUITÀ

Per illustrare i valori dell'orientazione di molte discontinuità sono stati proposti diversi metodi. I principali che di seguito studieremo sono: i “Diagrammi a rosa” e le “Proiezioni stereografiche”.

Diagrammi a rosa (o a “Rosetta”)

E' di facile costruzione e si adatta bene a rappresentare la densità di probabilità di una sola variabile (nella fattispecie la direzione delle discontinuità).

Viene costruito nella maniera seguente: dopo aver tracciato una circonferenza su cui vengono riportate le direzioni dei punti cardinali, questa viene suddivisa in settori (settori circolari) contenenti un egual numero di gradi (Ad esempio: N 0-10°; 11°-20°; 21°-30°,, 81°-90° verso Est; N 0-10°; 11°-20°; 21°-30°,, 81°-90° verso Ovest).

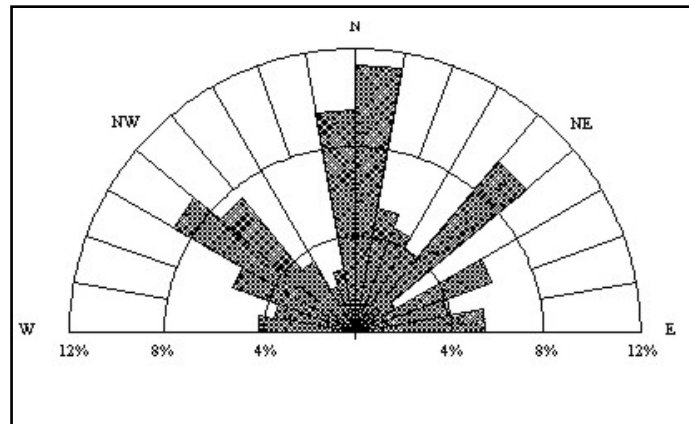
Le dimensioni di ciascun settore vengono scelte sulla base del numero delle osservazioni che devono essere raggruppate in esso. Per ottenere un diagramma regolare è necessario rappresentare in alcuni settori un numero di osservazioni maggiori che in altri e pertanto i settori stessi non devono essere molto piccoli (in genere si scelgono settori di 5°- 10°).

Dopo, viene contato il numero delle discontinuità caratterizzate da direzioni ricadenti in ciascun settore (Ad esempio: n. 7 ricadenti nel settore 11°-20°). Questo numero viene espresso in percentuale rispetto al numero totale delle misure (Ad esempio: 40) ottenendo quindi un valore (17,5%) che viene opportunamente rappresentato su degli “spicchi” secondo quanto riportato nella Figura successiva. Un altro modo di rappresentazione è quello di individuare un punto sulla mezzeria del settore (maggiore è il valore della percentuale per ciascun settore più il punto rappresentativo si troverà prossimo al bordo della circonferenza graduata). Congiungendo i punti successivi per ogni settore adiacente, si ottiene un grafico a forma di stella.

In sintesi, il diagramma a rosa è un “istogramma curvilineo”.

Bisogna osservare che poiché la direzione delle discontinuità viene, di solito misurata a partire dal nord con angoli fino a 90° contati verso est o verso ovest, è superfluo rappresentare tutta la circonferenza e si rappresenta solo la semicirconferenza superiore dal momento che quella inferiore è l'immagine speculare di quella superiore.

I diagrammi a "rosa" consentono la rappresentazione della frequenza con cui si presentano discontinuità di cui sia nota solo la direzione, oppure quando si abbia a che fare con superfici verticali. Un campo usuale di applicazione è dato dallo studio della fratturazione nei rilievi aereofotogrammetrici, oppure negli studi idrogeologici a carattere regionale.

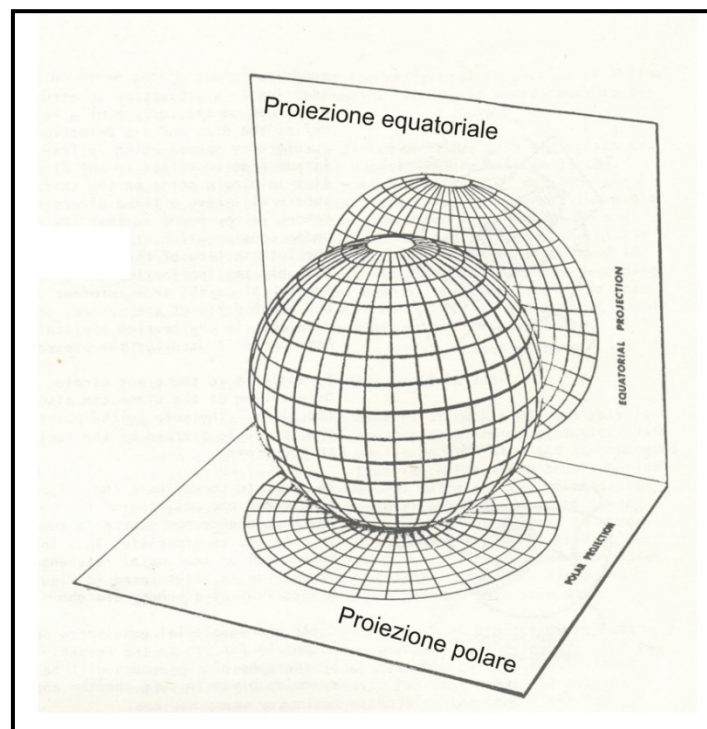


Esempio di diagramma a rosa

8.4 PROIEZIONI STEREOGRAFICHE

Servono per rappresentare opportunamente le relazioni spaziali che intercorrono tra azimuth d'immersione ed immersione delle discontinuità e per poter raggruppare opportunamente le varie informazioni al fine di individuare le famiglie di discontinuità presenti nell'ammasso roccioso. Ogni famiglia è caratterizzata da valori medi di α e β che possono ricavarsi agevolmente proprio grazie all'uso delle proiezioni, secondo i metodi di seguito descritti.

Si distinguono principalmente la **proiezione polare** e quella **equatoriale**. Entrambe si ottengono proiettando i meridiani e paralleli, tracciabili sulla superficie di una sfera di riferimento, su piani tangenti al polo e all'equatore della sfera rispettivamente (vedi figura seguente).

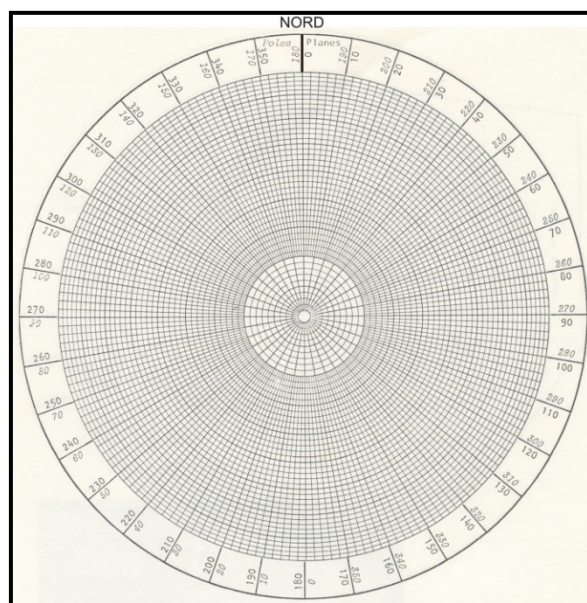


Criterio di costruzione della **proiezione polare** (ottenuta proiettando i meridiani ed i paralleli – fino all'equatore – della semisfera inferiore su di un piano orizzontale tangente al polo) e di quella **equatoriale** (ottenuta proiettando i meridiani e i paralleli dell'intera sfera su di un piano verticale tangente all'equatore).

La proiezione dei meridiani e paralleli sui piani, segue ben definite regole geometriche atte ad eliminare o ridurre i problemi di distorsione che, inevitabilmente, si creano nel passare dalla superficie curvilinea della sfera a quella piana della proiezione. Senza entrare nei dettagli di costruzione, si precisa che in questo modo, possono ottenersi le proiezioni **equiareali** (che lasciano invariate le aree) e quelle **equiangolari** (che lasciano invariati i rapporti tra angoli sferici e piani).

8.5 PROIEZIONE POLARE

Nella proiezione polare equiareale (vedi figura successiva), i raggi che si dipartono dal centro (che rappresenta il punto di tangenza della sfera con il piano di riferimento orizzontale sul quale essa è appoggiata) rappresentano i meridiani della sfera. I cerchi concentrici che si dipartono dal centro, invece, rappresentano i paralleli. Il perimetro esterno della circonferenza rappresenta infine l'equatore della sfera.



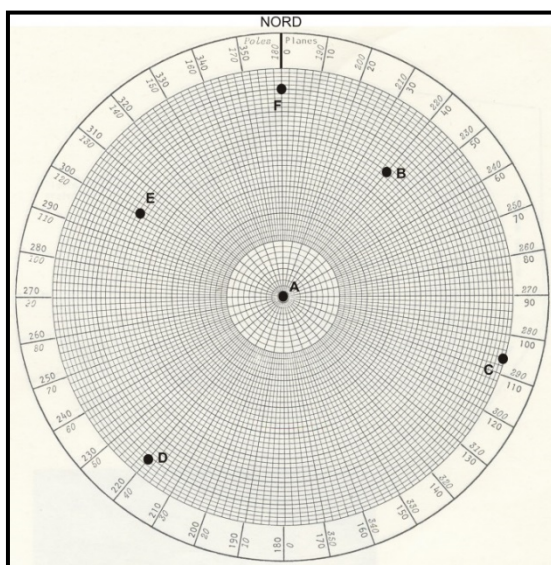
Proiezione polare equiareale. Per convenzione, il valore $0^\circ/180^\circ$ indica il nord. Il centro della proiezione è il punto di tangenza con il piano orizzontale di riferimento. La circonferenza esterna graduata da 0° a 360° , in senso orario, rappresenta l'equatore della semisfera di riferimento.

Lungo i meridiani (raggi che si dipartono dal centro) si leggeranno i valori di azimuth d'immersione varianti tra 0° e 360° in senso orario. Lungo i cerchi concentrici si leggeranno i valori di immersione da 0° a 90° , con passo di 2° in 2° . Tenuto conto del criterio di proiezione utilizzato, è evidente che un piano orizzontale (azimuth d'immersione $\beta = 000^\circ$, immersione $\alpha = 00^\circ$) sarà rappresentato da un punto che ricade esattamente al centro della proiezione.

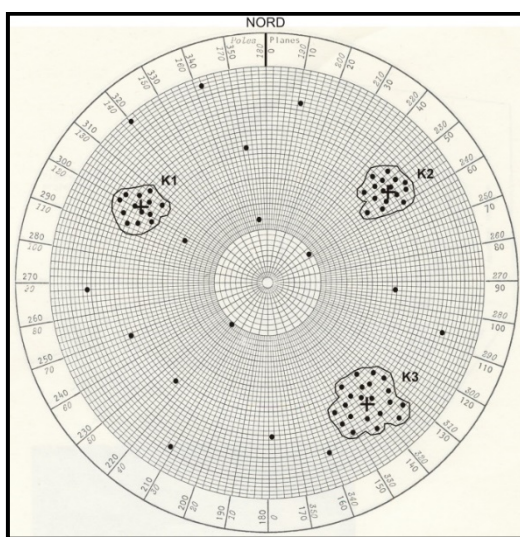
Analogamente, tutti i piani verticali per i quali è $\alpha = 90^\circ$ ma che possono avere β variante tra 0° e 360° saranno rappresentati da punti che ricadono lungo il perimetro esterno della circonferenza.

Quindi questo tipo di proiezione permette di rappresentare, mediante punti (**poli**), un gran numero di discontinuità tutte caratterizzate da valori di α e β noti (vedi figura successiva).

Dopo aver rappresentato tutti i punti che indicano le discontinuità rilevate in campagna mediante la bussola di Clar (di norma, durante un rilevamento geostrutturale si rilevano non meno di 200 – 300 discontinuità), è possibile osservare se i punti si distribuiscono sulla proiezione in maniera del tutto casuale (random) oppure, come più spesso accade, se essi si raggruppano secondo “nuvole di punti” il cui baricentro permette di individuare il valore medio, statisticamente rappresentativo, dell’orientazione di “**famiglie di discontinuità**” tipiche dell’ammasso roccioso studiato (vedi figure successive).



Rappresentazione in proiezione polare equatoriale di poli di discontinuità. A (000°/00°); B (040°/60°); C (106°/90°); D (220°/82°); E (300°/60°); F (000°/80°).

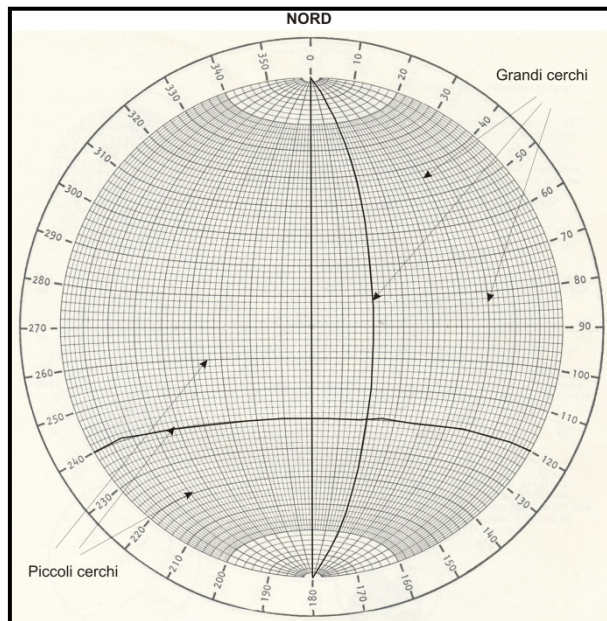


Rappresentazione in proiezione polare equatoriale di numerosi poli di discontinuità. I poli si concentrano ad individuare N. 3 famiglie; ci sono poi alcune discontinuità random. La famiglia K1 ha orientazione media (302°/58°); la famiglia K2 è (053°/58°); la famiglia K3 è (142°/62°).

In questo modo, è possibile abbastanza agevolmente individuare le famiglie e quindi è più comodo rappresentare con altra proiezione, ad esempio, solo 3 valori di orientazione piuttosto che 200-300 valori.

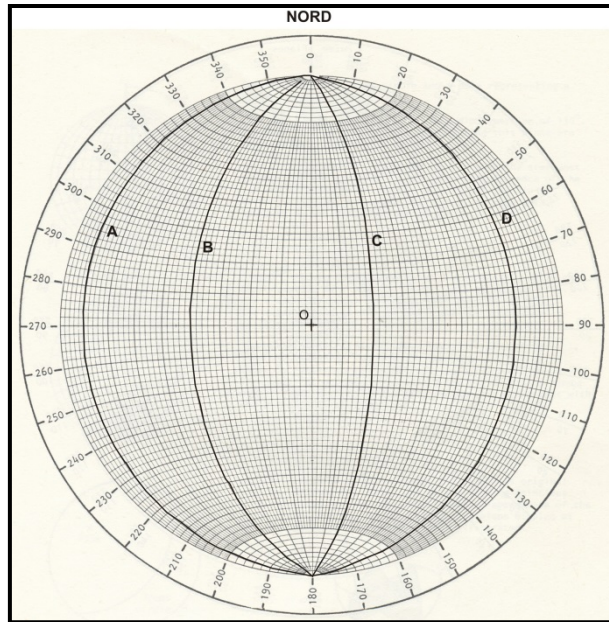
8.6 PROIEZIONE EQUATORIALE

Nella proiezione equatoriale equiareale (vedi figura successiva), vi sono delle ellissi chiamate “**grandi cerchi**” e “**piccoli cerchi**”. Tenuto conto del criterio di costruzione della proiezione, il perimetro esterno della circonferenza rappresenta il piano orizzontale, mentre l’asse che unisce il nord con il sud della proiezione, rappresenta invece il piano verticale. Tutti gli altri piani, variamente orientati, si rappresentano ricalcando opportunamente sulla proiezione i grandi cerchi.



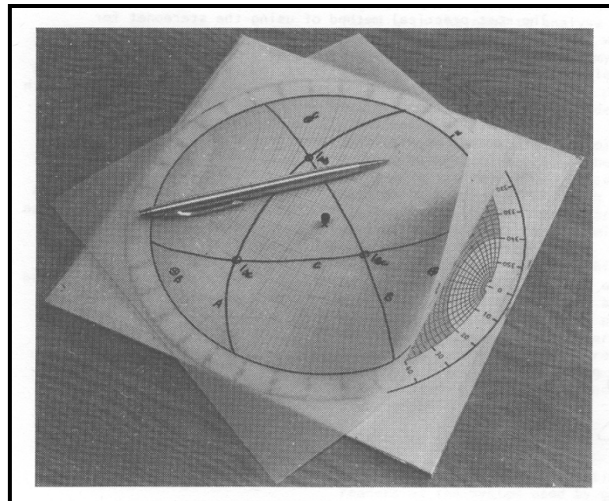
Proiezione equatoriale equiareale. Le diverse ellissi vengono chiamate “grandi cerchi” e i “piccoli cerchi”. L’asse verticale rappresenta un piano verticale; tutte le altre ellissi individuano piani variamente inclinati.

I piani a diversa orientazione vengono rappresentati ricalcando i grandi cerchi che rappresentano i piani a diversa orientazione (vedi figura successiva).



Rappresentazione di 4 piani mediante grandi cerchi. Il piano A ha $\beta = 270^\circ$, $\alpha = 80^\circ$; il piano B è $(270^\circ/40^\circ)$; il piano C è $(090^\circ/20^\circ)$; il piano D è $(090^\circ/70^\circ)$.

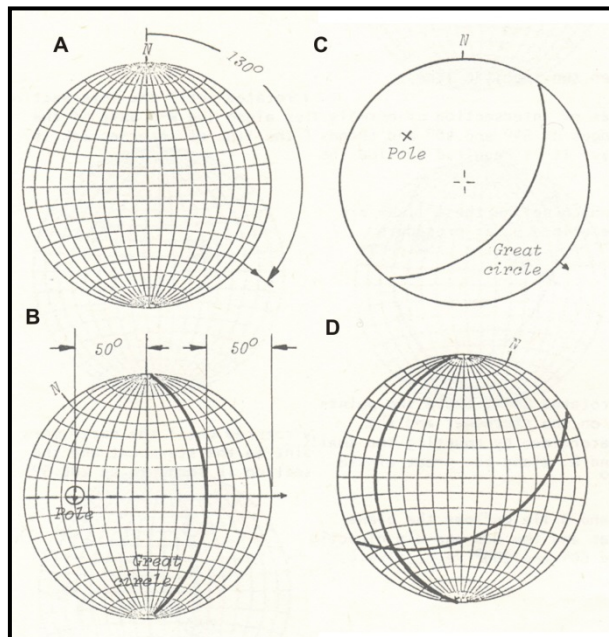
La rappresentazione precedente permette di rappresentare solo piani con azimuth d'immersione di 090° e 270° (verso est o verso ovest) ed inclinazioni tra 0° e 90° . Se invece dobbiamo rappresentare piani con diverso azimuth d'immersione, è necessario ricalcare i grandi cerchi su carta trasparente e ruotarla opportunamente in modo tale da rispettare l'orientazione corretta dei piani (vedi figure successive).



Criterio grafico per il tracciamento dei grandi cerchi su carta da ricalco. Il foglio trasparente è libero di ruotare in tutte le posizioni perché è bloccato al centro con uno spillo. Ora esistono programmi al computer che permettono di evitare la costruzione manuale dei grandi cerchi.

Se ad esempio vogliamo rappresentare con un grande cerchio un piano $130^\circ/50^\circ$, bloccato il foglio trasparente, individuiamo su di esso il valore 130° (vedi fig.A), poi ruotiamo il trasparente finché la

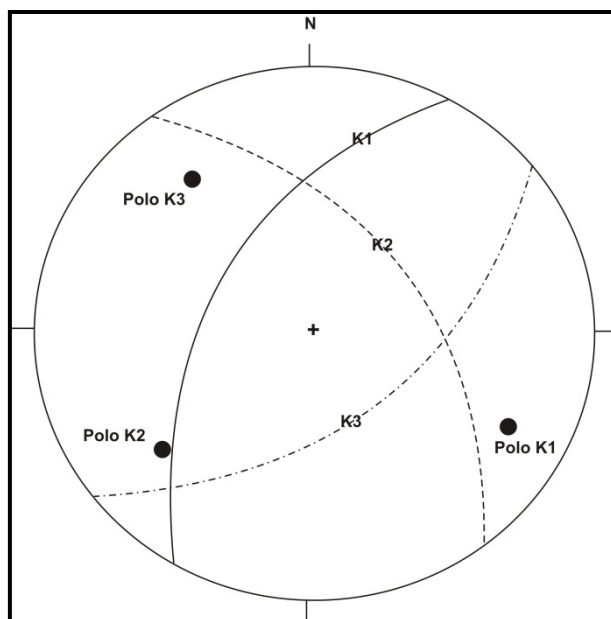
tacca 130° si trovi allineata sull'asse est – ovest della proiezione (vedi fig. B), contiamo un valore di 50° e ricalchiamo il grande cerchio che rappresenta il piano inclinato di 50° (vedi fig. B).



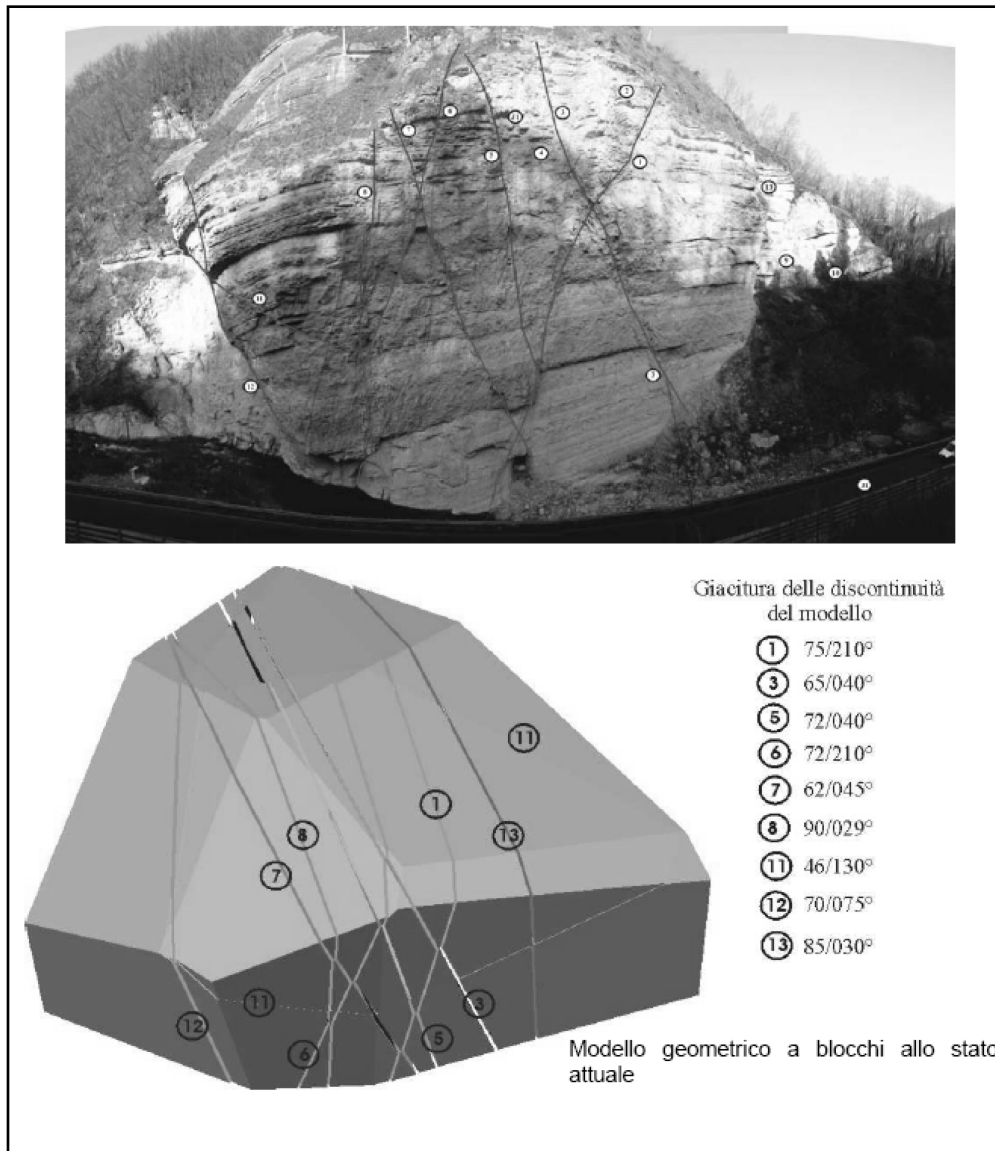
Criterio di costruzione di un grande cerchio rappresentante un piano 130°/50°, mediante un foglio trasparente libero di ruotare rispetto al centro della proiezione.

A questo punto segniamo il polo del piano a 90° dal grande cerchio e riportiamo il trasparente nella sua posizione originaria (con il nord in posizione corretta) e avremo ottenuto la proiezione del grande cerchio 130°/50° (vedi fig. C e D). Il polo del piano, indicato in figura C con la crocetta e la scritta “pole” (in lingua inglese) rappresenta la proiezione di una retta normale al piano 130°/50° e pertanto essa viene individuato contando 90° dalla posizione del grande cerchio. In generale, quando i valori di b sono compresi tra 0° e 180°, si ruota il trasparente portando la tacca sul lato est (90°), se b varia tra 181° e 359° si ruota il trasparente allineando la tacca sul lato ovest (270°).

Ora possiamo rappresentare sulla proiezione equatoriale solo i grandi cerchi che rappresentano i piani medi delle 3 famiglie di discontinuità individuate con la proiezione polare (vedi figura successiva).



Rappresentazione in proiezione equatoriale equiareale dei piani medi rappresentativi della famiglia K1 ($302^{\circ}/58^{\circ}$), K2 ($053^{\circ}/58^{\circ}$) e K3 ($142^{\circ}/62^{\circ}$).



Ricostruzione tridimensionale di una scarpata con individuazione dei piani (e relative orientazioni) che la delimitano.

Durante un rilevamento geostrutturale di un ammasso roccioso, oltre all'orientazione delle discontinuità, si procede alla misura di altre grandezze fisiche delle discontinuità allo scopo di calcolare il volume dei blocchi e la loro forma. Inoltre è importante anche conoscere le condizioni delle discontinuità che delimitano i blocchi e se in esse vi è la presenza di materiali diversi (sabbia, argilla, etc.) che possono influire sulle caratteristiche di resistenza al taglio dei blocchi. Questo soprattutto per quanto riguarda eventuali problemi di stabilità.

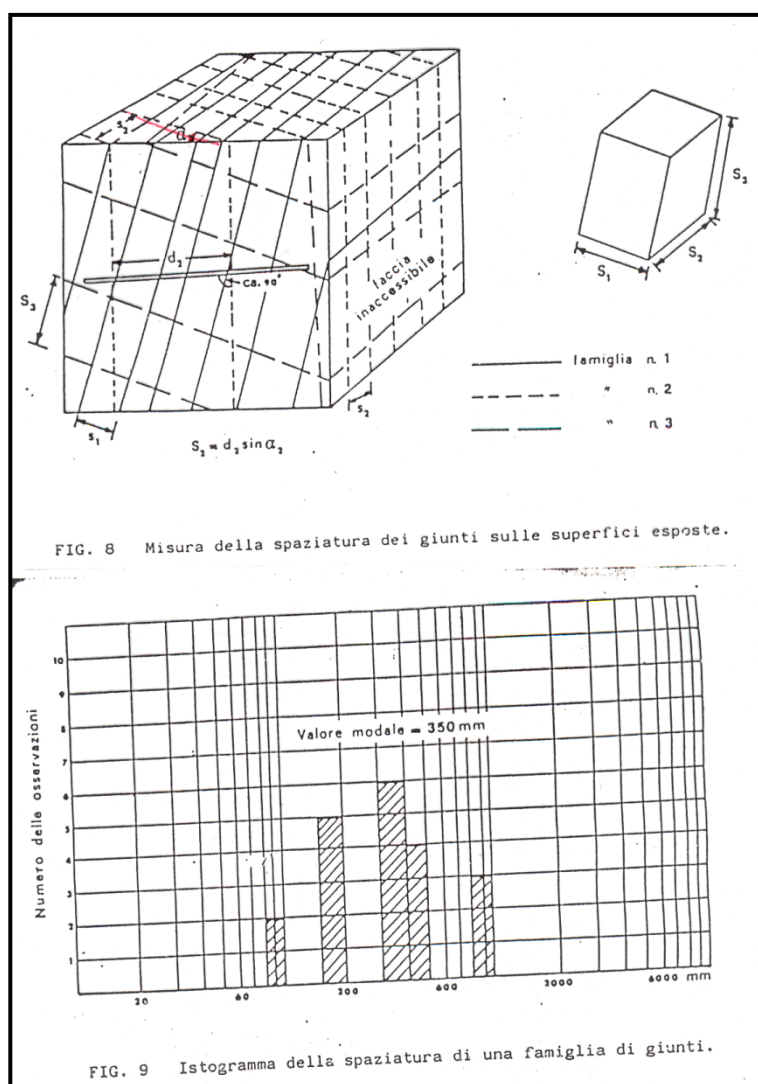
Le grandezze principali delle discontinuità che devono essere rilevate e misurate sono:

- 1) la spaziatura;
- 2) l'apertura ed il riempimento.

Ci sono altre grandezze che è opportuno rilevare, ma in questa sede esse non verranno trattate perché di minore importanza.

8.7 SPAZIATURA

E' la distanza, misurata ortogonalmente alle discontinuità, esistente tra le fratture appartenenti alla stessa famiglia. Viene eseguita sulle superfici esposte mediante una rollina metrica. Per ciascuna famiglia di giunti viene ricostruita la distribuzione della spaziatura misurata lungo la normale al piano di orientazione media della famiglia stessa. La distribuzione viene poi rappresentata mediante istogrammi del tipo di quelli mostrati nella figura successiva. Il valore modale (più frequente) viene assunto come spaziatura rappresentativa della famiglia.



8.8 APERTURA E MATERIALE DI RIEMPIMENTO DEI GIUNTI

Le discontinuità possono essere più o meno aperte, fino ai giunti “cavernosi” (vedi carsismo) e contenere al loro interno materiali incoerenti (sabbia) o coerenti (argilla).

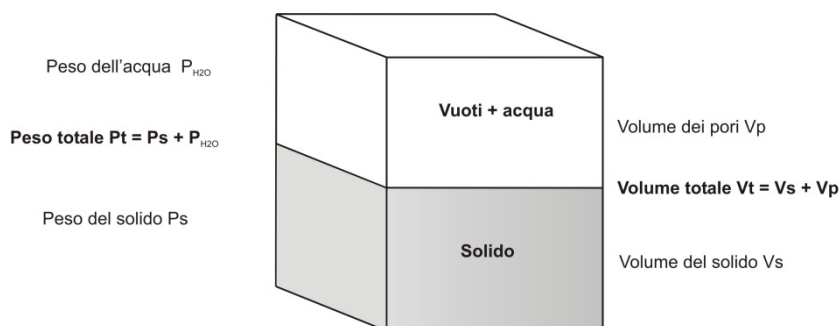
Sulla base dell'apertura i giunti possono essere classificati nel modo seguente:

- Molto serrati < 0,1 mm
- Serrati 0,1 - 0,25 mm
- Parzialmente aperti 0,25 - 0,5 mm
- Aperti 0,5 - 2,5 mm
- Apertura ampia 2,5 - 10 mm
- Apertura molto ampia 1 - 10 cm
- Apertura estremamente ampia 10 - 100 cm
- Giunto cavernoso > 1 m

Sovente le aperture dei giunti che si osservano sulle superfici esterne dell'ammasso roccioso sono molto più ampie di quelle presenti all'interno dell'ammasso roccioso. E' opportuno quindi che la determinazione di questo parametro venga eseguita anche all'interno dell'ammasso roccioso utilizzando fori di sondaggio o cunicoli esplorativi. Particolarmente utile a questo proposito si presenta il rilievo della parete del foro eseguito mediante sonda televisiva.

9. PRINCIPALI CARATTERISTICHE FISICHE E MECCANICHE DELLE ROCCE

Tutte le rocce sono sistemi “trifase” essendo formate dalla frazione solida, dai vuoti (pori) e dall'acqua eventualmente in essi contenuta (vedi figura successiva).



Pertanto avremo:

- 1) Peso di volume allo stato naturale: peso/volume $= P_t / V_t$
- 2) Peso specifico reale: peso/volume $= P_t / V_s$
- 3) Grado di compattezza: $c = (P_t/V_t) / (P/V_s)$ $= V_s / V_t$
- 4) Grado di porosità: $\rho = 1 - c$ $= 1 - (V_s / V_t)$
- 5) Coefficiente di imbibizione (riferito al peso): i_p $= (P_{sat} - P_a) / P_a$
essendo (P_{sat}) il peso della roccia satura di acqua e (P_a) il peso della roccia asciutta
- 6) Coefficiente di imbibizione (riferito al volume): i_v $= V_a / V_t$

essendo (V_a) il volume di acqua assorbita

7) Grado di saturazione: $S = iv / \rho$
Il massimo S può valere 1 (100 %)

8) Permeabilità

Si definisce come: la quantità di acqua (Q espressa in cm^3) con data viscosità (μ espressa in *centipoise*) che passa nel tempo (t espresso in secondi) attraverso un campione di roccia di spessore unitario (1 cm) e di superficie nota (S espressa in cm^2), sotto una differenza di pressione idraulica applicata in corrispondenza delle due facce estreme Δp (espressa in atmosfere).

La permeabilità all'acqua è definita sulla base del valore assunto dalla “**costante**” K le cui dimensioni fisiche sono espresse in termini di velocità. Infatti:

$$K (\text{cm}^3 * \text{cm} * \text{cm}^2) / (\text{cm}^2 * \text{s} * 1000 \text{ cm}^3) = (\text{cm} / \text{s})$$

L'unità di misura della permeabilità è il Darcy, essendo 1 Darcy pari grossomodo a :

$$1 \text{ Darcy} \approx 10^{-3} \text{ cm/s}$$

9) Porosità totale

rappresenta il volume di tutti i pori della roccia espresso come percentuale rispetto al volume totale

In generale:

- a) Le rocce ignee intrusive, che provengono dal raffreddamento lento di magmi all'interno della crosta terrestre, hanno porosità totale bassa e quindi sono rocce molto compatte;
- b) Le rocce ignee effusive, che provengono dal raffreddamento rapido di magmi all'esterno della crosta terrestre, hanno porosità elevata e quindi sono poco compatte;
- d) Le rocce sedimentarie detritiche, nelle quali le dimensioni dei clasti e la natura del cemento è variabile, hanno una porosità variabile;
- e) Le rocce metamorfiche di medio/alto grado di metamorfismo (scisti e gneiss), che si sono trasformate in ambiti di mesozona e catazona all'interno della crosta terrestre, hanno porosità totale bassa e quindi sono molto compatte.

9.1 PROPRIETÀ MECCANICHE PRINCIPALI

1) **Resistenza a compressione**

E' la sollecitazione massima in compressione che una roccia è in grado di sopportare e superata la quale essa si frattura. Si determina mediante presse in grado di applicare un carico elevato su provini di forma cubica o cilindrica. Durante la prova, i provini sono liberi di deformarsi lateralmente (prova di compressione uniassiale libera).



Pressa per prove di compressione su provini cubici

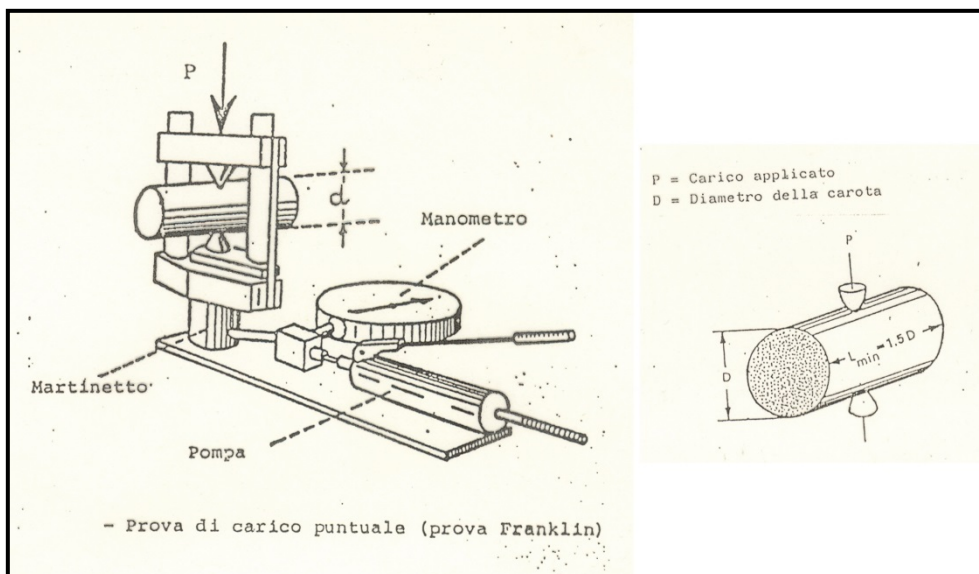
La resistenza a compressione (σ_c) delle rocce è variabile a seconda dell'origine e dei minerali che le compongono, potendo variare da alcune decine di Kg/cm^2 fino circa 3000 Kg/cm^2 .

Tipi di rocce	Definizione	$\sigma_c (\text{Kg/cm}^2)$
R. sedimentarie alterate e debolmente addensate, tufi	molto deboli	40 - 200
R. sedimentarie debolmente cementate, filladi, scisti	deboli	200 - 400
R. sedimentarie cementate, ignee a grana grossa e di bassa densità	mediamente resistenti	400 - 800
R. ignee intrusive, r. metamorfiche (gneiss), alcune arenarie	resistenti	800 - 1600
Quarziti, r. ignee microcristalline ad alta densità	molto resistenti	1600 - 3200

Intervalli di variazione della resistenza a compressione uniassiale per diversi tipi di rocce

Perché la prova di compressione su roccia dia buoni risultati e sia quindi rappresentativa, è necessario che i provini siano regolari, ben segati e con dimensioni standard che ammettono margini di tolleranza molto ridotti. Le superfici su cui si applicano i carichi devono essere poi piane e parallele in modo da evitare la trasmissione di sollecitazioni di taglio. Per questi motivi si preferiscono provini di forma cilindrica.

A volte, malgrado tutte le precauzioni prese, non è possibile ricavare provini regolari ed in giusto rapporto altezza/diametro. Pertanto, si può ricorrere ad una prova alternativa detta “**di carico puntuale**” o “prova Franklin” (vedi figura successiva)



Schema della prova Franklin (a); Lunghezza minima della carota in funzione del diametro D (b)

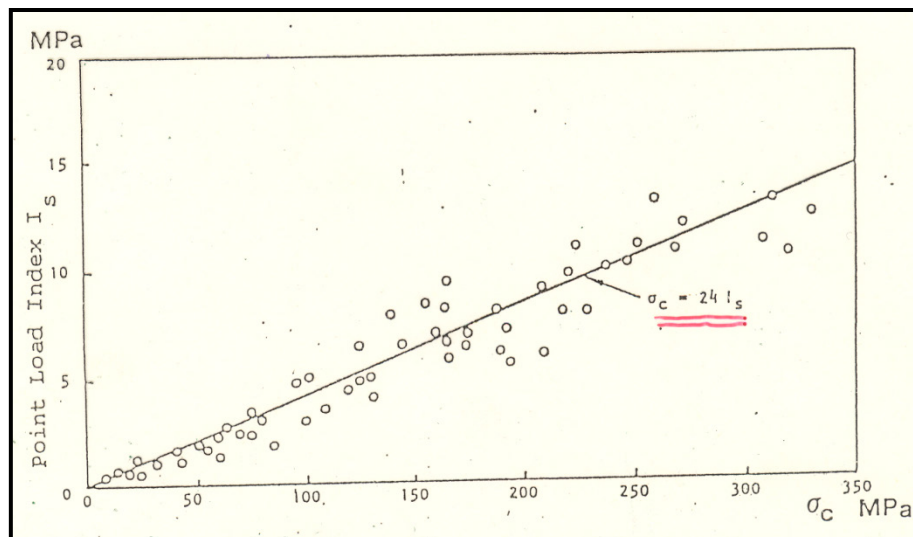
Nella macchina di Franklin il carico viene trasmesso a due punte, di forma ogivale, mediante una pompa oleodinamica. Il carico di rottura, in corrispondenza del quale la carota si rompe, viene letto sul manometro. Si può effettuare sia una prova diametrale, applicando cioè il carico lungo il diametro della carota, sia una prova assiale, applicando il carico sulle facce del provino. In entrambi i casi possono utilizzarsi anche carote di roccia estratte, ad esempio, da sondaggi. E' quindi una prova rapida che si può effettuare in cantiere.

Con questa macchina si ricava l' "**Indice di punzonamento**" (I_s) definito dal rapporto:

$$I_s = P / D^2$$

dove P = carico di rottura (Kg), D = diametro della carota (cm).

L'indice I_s , a sua volta, è legato alla resistenza a compressione mediante correlazioni del tipo di quella riportata in figura successiva.



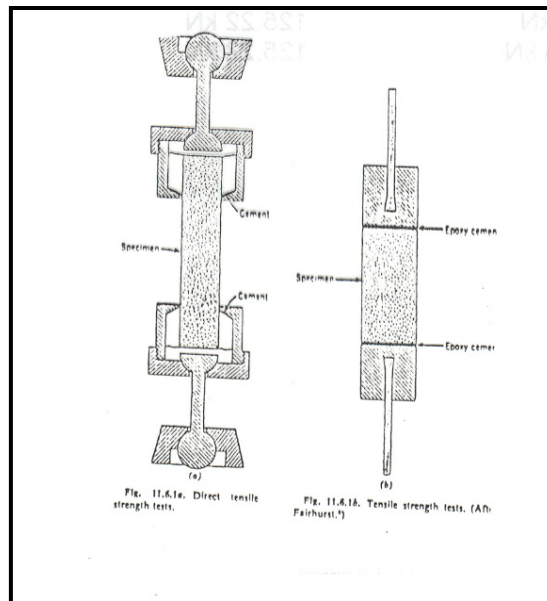
Esempio di correlazione tra l'indice I_s e la resistenza a compressione ottenuta su campioni di calcarenite. I valori di I_s e σ_c sono espressi in MPa (MegaPascal). Si ricorda che $1 \text{ MPa} = 10,2 \text{ Kg/cm}^2$.

2) Resistenza a compressione dopo cicli di gelività

Si determina su 3 serie di quattro provini cubici di 7,1 cm di lato (10 cm per materiali a grana grossa). La prova consiste nel determinare la resistenza alla compressione semplice su campioni saturati in acqua distillata a $+15^\circ\text{C}$ e portati a congelamento. Per produrre il congelamento, i provini devono essere posti in acqua distillata a $+35^\circ\text{C}$ e lasciati immersi per 3 ore; successivamente devono essere collocati in frigorifero alla temperatura di -10°C , per la stessa durata. Il ciclo completo di congelamento deve essere ripetuto 20 volte. Il materiale si considera non gelivo se dopo tale trattamento mostra una resistenza alla compressione semplice (espressa in MPa) non inferiore al 20% del valore ottenuto dalla medesima prova su campioni saturi d'acqua.

3) Resistenza a trazione

E' la sollecitazione massima in trazione che una roccia è in grado di sopportare e superata la quale essa si frattura. Viene determinata mediante una prova meccanica che consente di determinare il comportamento di materiali sottoposti a carichi che tendono a stirare il provino in direzione longitudinale. Oltre alla prova illustrata nella figura successiva, a volte, si determina la resistenza a trazione mediante le prove "indirette", cioè di tipo "compressione diametrale" (vedi prova di carico puntuale).

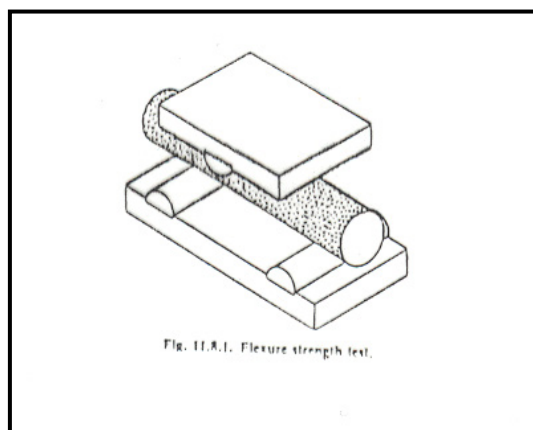


Schema di prove di trazione eseguite su campione bloccato tra due ganasce (a), oppure cementando le estremità del provino alle piastre della macchina, mediante resine epossidiche dotate di resistenza a trazione maggiore di quella della roccia (b).

In generale la resistenza a trazione dei diversi tipi di rocce è di molto inferiore a quella a compressione (circa 1/10) e questa proprietà si sfrutta quando occorre, ad esempio, scavare gallerie o coltivare materiali lapidei in cava. In questi casi si adoperano gli esplosivi e questi vengono fatti brillare con modalità tali da sollecitano la roccia a trazione (tecnica del *presplitting*). Si produce così una fratturazione minuta del materiale, dal momento che la roccia è di gran lunga meno resistente a trazione.

4) Resistenza a flessione

La prova si effettua su almeno 5 campioni e consiste nell'applicare mediante una piastra recante un coltello a spigolo arrotondato una forza nella mezzeria di un provino cilindrico o di forma parallelepipedica, appoggiato alle estremità su altri due coltelli a spigoli arrotondati (vedi figura successiva).



Schema di prova a flessione su provino cilindrico

I provini devono avere una lunghezza di 12 cm e un diametro di 3 cm. La velocità di applicazione del carico deve essere costante, preferibilmente non maggiore di 0.2 MPa/s. Il carico di rottura a flessione (σ), espresso in MPa o in N/mm², è dato dalla formula:

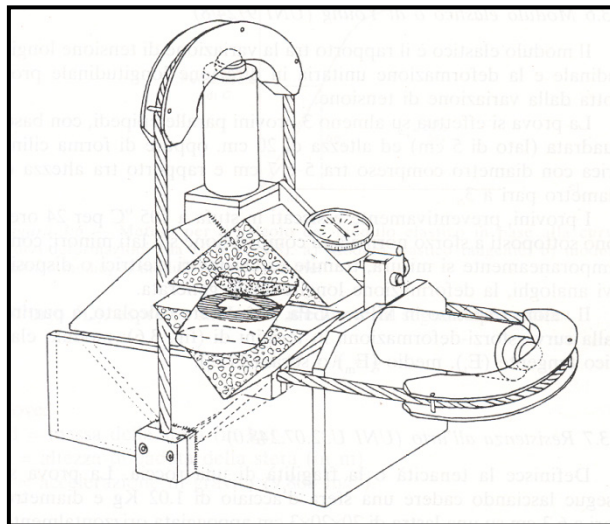
$$\sigma = 3 * P * l / 2 * b * h^2$$

dove: P = carico di rottura del provino (in newton); l = distanza tra gli appoggi del provino (in mm); b = diametro del provino (in mm); h = lunghezza del provino (in mm).

La prova a flessione si richiede su tutti quei materiali che devono lavorare a sbalzo.

5) Resistenza al taglio

Per materiali rocciosi privi di discontinuità, la resistenza al taglio può essere determinata mediante prove di compressione triassiale. Le prove di taglio diretto, eseguite mediante la “**scatola di Hoek**” (vedi figura successiva), trovano invece utile impiego per lo studio delle caratteristiche di resistenza al taglio lungo piani di discontinuità, soprattutto per analisi di stabilità di pendii o di fondazioni di dighe.



Apparecchio portatile per la determinazione della resistenza al taglio lungo discontinuità in roccia.

Le prove triassiali sono affette da notevole complessità esecutiva e risultano per lo più confinate in ambito accademico. Le prove di taglio su giunti, invece, sono di facile esecuzione, spesso anche in sostituzione delle più onerose prove in sito; ciò pur risentendo in misura rilevante dell'effetto-scala, date le ridotte dimensioni dei provini (alcune decine di dm²). Ad ogni modo, per entrambe le metodologie d'indagine esistono *standard* operativi, introdotti sotto forma di raccomandazioni dalla Società Internazionale di Meccanica delle Rocce (I.S.R.M., 1995, 1996).

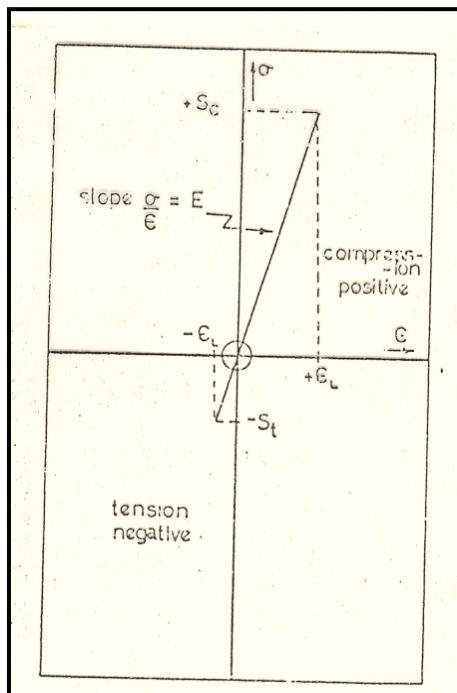
9.2 PROPRIETÀ E COSTANTI ELASTICHE DELLE ROCCE

Legge di Hooke

In un mezzo elastico, omogeneo ed isotropo, la sollecitazione è direttamente proporzionale alla deformazione

Si definisce “**modulo di elasticità** o di YOUNG” il rapporto tra sollecitazione normale unitaria e deformazione longitudinale unitaria di un corpo roccioso. Il limite è il limite di deformazione elastica, superata la quale, la deformazione non è più reversibile. Esso rappresenta anche il punto di rottura del materiale.

Il “**rapporto di Poisson**”, invece, è il rapporto tra la deformazione nella direzione della sollecitazione applicata e la deformazione indotta in una direzione perpendicolare. Varia, in generale, tra 0,02 e 0,50. Il valore medio più frequente, per tutti i tipi di rocce, è 0,25.



Correlazione sollecitazione/deformazione in un materiale elastico, ideale (omogeneo ed isotropo) che rispetta la legge di Hooke.

Elasticità delle rocce

Dipende da 3 caratteristiche tipiche delle rocce da esse esibite in modalità diverse da caso a caso.

Esse sono: l'Isotropia, l'Omogeneità e la Continuità.

ISOTROPIA: la caratteristica delle rocce di avere proprietà fisico – meccaniche uguali in ogni parte del corpo. Come noto, poiché i minerali costituenti le rocce sono per lo più anisotropi quasi tutte le rocce si discostano chi più chi meno dal comportamento isotropo. Di conseguenza, le reazioni alle sollecitazioni applicate sono differenti a seconda delle direzioni di applicazione dei carichi.

OMOGENEITA': una misura della continuità fisica del corpo. Nelle rocce omogenee gli stessi costituenti (minerali, clasti, matrice, etc.) si devono ritrovare in eguali percentuali in ogni parte del corpo. Le rocce massicce a grana fine sono quelle più omogenee.

CONTINUITA': una misura della percentuale di giunti, discontinuità e vuoti presenti in una roccia. Agli estremi di una ideale scala, possiamo trovare rocce completamente fratturate e rocce finemente granulari al più con fratture capillari del tipo stiloliti o leptoclasì. Nel mezzo tutte le altre.

Poiché tutte le rocce sono in varia misura anisotrope, non omogenee e discontinue, ne deriva che esse si discostano in varia misura dal comportamento ideale suggerito dalla teoria dell'elasticità.

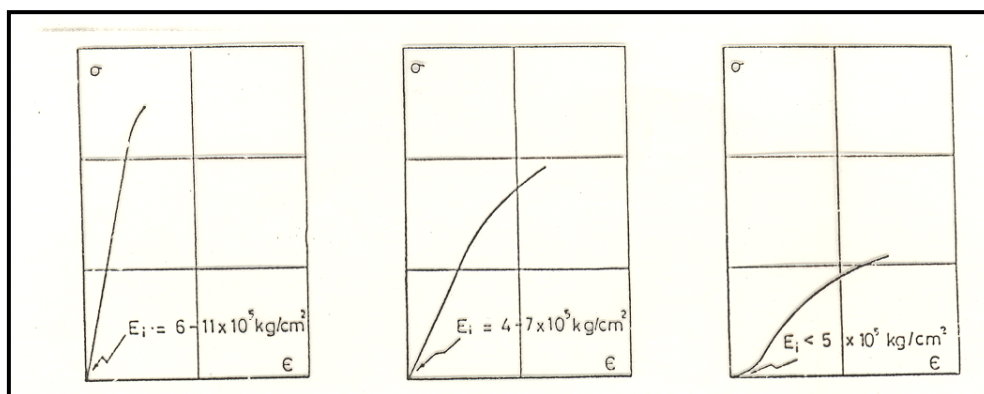
Possiamo quindi avere:

Rocce quasi elastiche: rocce finemente granulari, massicce e compatte (ad esempio: rocce intrusive ed alcune metamorfiche a grana fine). esse presentano una relazione quasi lineare tra sollecitazioni e deformazioni.

Rocce semielastiche: rocce ignee a grana più grossolana, r. sedimentarie a grana fine con bassa porosità e discreta resistenza al taglio.

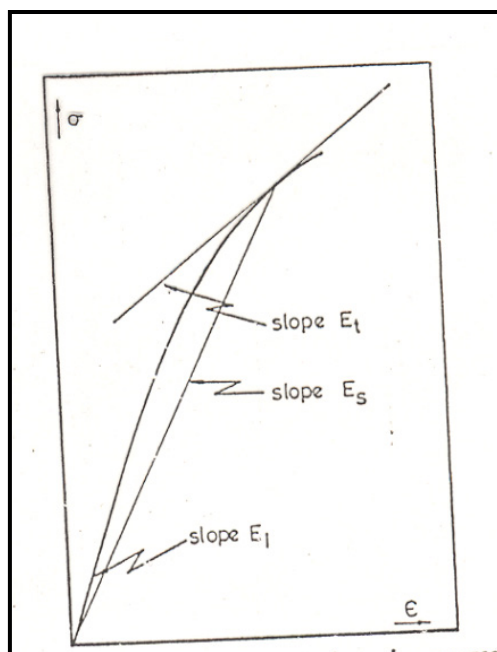
Rocce non elastiche: rocce poco coesive con elevata porosità, r. sedimentarie alterate, argille, argilliti.

L'andamento generalizzato della relazione sollecitazione/deformazione per i 3 tipi di rocce è riportato nella figura seguente.



Correlazione sollecitazione () – deformazione () nelle rocce quasi elastiche (a), semielastiche (b) e non elastiche (c) e valori medi del modulo tangente iniziale (E_i)

Tenuto conto dell'andamento delle curve, in generale si possono individuare : il “modulo secante”, quello “tangente” e quello “tangente iniziale” (vedi figura successiva).



Andamento generalizzato della curva sollecitazione/deformazione per le rocce e moduli elastici

a) **Modulo secante** (E_s) : fornisce un valore medio di E al di sotto di uno assegnato limite di sollecitazione.

b) **Modulo tangente** (E_t): riferito ad un punto particolare della curva. Fornisce un valore di E ad un livello di sollecitazione ben preciso.

c) **Modulo tangente iniziale** (E_i): è dato dalla pendenza della tangente alla curva passante per l'origine. Esso esprime il valore di E in condizioni di carico nullo ($\sigma = 0$).

Poichè i tre moduli divergono tra di loro in senso significativo (fino al 100 %), in generale quale **Modulo di elasticità** di una roccia si assume quello tangente iniziale (E_i).

7) Resistenza all'urto

Definisce la tenacità o la fragilità di una roccia. La prova si esegue lasciando cadere una sfera d'acciaio di 1,02 Kg e diametro pari a 6,3 cm su una lastra di 20x20x3 cm appoggiata orizzontalmente su un letto di sabbia spesso 10 cm. Convenzionalmente si riporta il valore, espresso in cm, dell'altezza minima di caduta necessaria alla rottura della lastra, risultante dalla media di quattro prove.

8) Resistenza all'usura per attrito radente

Si determina su due campioni prismatici a base quadrata di 7,1 cm di lato e di altezza non superiore a 2,5 cm. Il campione viene mantenuto con una pressione di 0,03 MPa su un disco rotante ricoperto di abrasivo, generalmente granaglia di carborundum con granulometria intorno a 0.1 mm.

Sulla stessa struttura viene applicato anche un secondo campione, di un materiale noto usato come termine di riferimento (in genere il granito di San Fedelino).

Il disco gira con una velocità periferica di 1 m/s, compiendo un numero di giri pari ad un percorso di 1 km del campione sul disco; contemporaneamente anche la struttura portante gira su se stessa per rendere uniforme l'abrasione sulla superficie dei due materiali.

Il risultato della prova è espresso in termini di coefficiente relativo di abrasione, ossia come rapporto tra gli spessori di materiale abraso nel campione di riferimento ed in quello in esame.

9) Resistenza all'usura per getto di sabbia

Si determina su un provino prismatico di base quadrata (lato di 7,1 cm). Il provino si pone nel dispositivo di prova, munito di schermo circolare di 6 cm di diametro, e sottoposto al getto di sabbia silicea del litorale di Pesaro, di opportuna granulometria, funzionante con aria compressa alla pressione di 1,5 kg/cm².

La prova prosegue fino a che non venga proiettata sul provino una quantità di sabbia pari a 50 g per cm² di superficie colpita. Il risultato è dato dalla diminuzione di peso subita dal provino.

10) Resistenza all'usura per rotolamento

La prova è prescritta per il pietrisco da impiegare nelle massicciate stradali e si esegue mediante l'apparecchio Deval, utilizzando 5 kg di pietrisco asciutto, costituito da elementi passanti dallo staccio di 60 mm e trattenuti da quello di 40 mm.

Dopo aver fatto compiere al materiale 10.000 giri, alla velocità di 30 giri al minuto, si pesa il materiale residuo, liberato dalla polvere formatasi, previo lavaggio ed essiccamento.

La differenza tra il peso iniziale e quello finale rappresenta il *consumo* (C), ossia la quantità di polvere prodotta.

11) Microdurezza Knoop

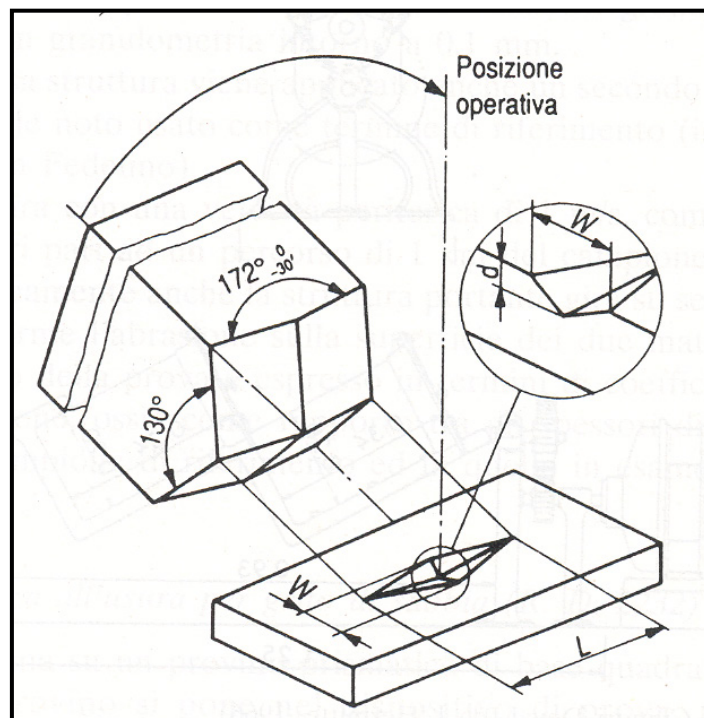
La prova di microdurezza è stata solo di recente introdotta per i materiali lapidei, consentendo di determinare quantitativamente una proprietà finora espressa mediante il ricorso alla scala empirica qualitativa di Mohs.

La prova consiste nell'esecuzione, con un penetratore diamantato (vedi figura successiva), di una serie di 20 impronte, allineate alla reciproca distanza di 1 mm, su una sezione lucida di roccia; il campione ha una larghezza di circa 20 mm, lunghezza di circa 30 mm e spessore di circa 10 mm. La microdurezza rappresenta il rapporto tra il carico impresso e l'area dell'impronta di deformazione ottenuta.

Il valore di durezza Knoop (HK), espresso in MPa, è dato dalla formula:

$$H K = 14,23 * P / l^2$$

dove: P = carico sul penetratore (in newton), l = lunghezza della diagonale maggiore dell'impronta lasciata dal penetratore (in mm).



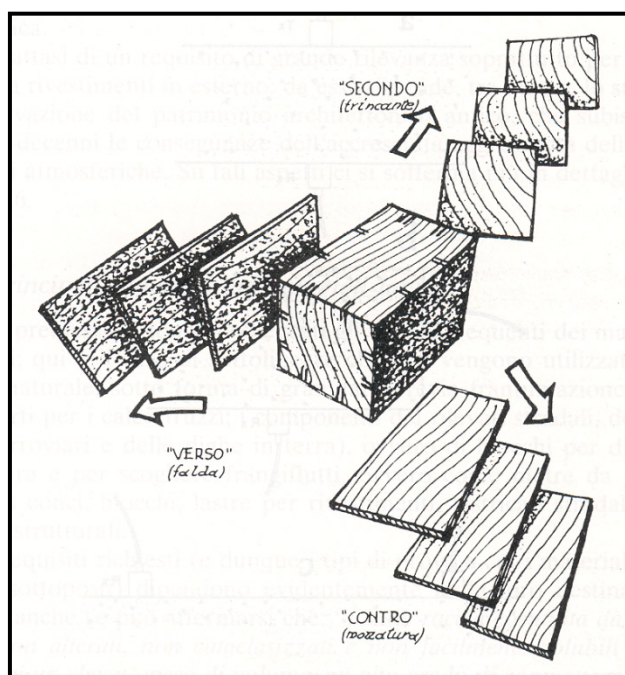
Forma del penetrometro Knoop e della relativa impronta. L = lunghezza, W = larghezza, d = profondità dell'impronta.

Durezza, durezza e gelività

Sono requisiti richiesti a seconda degli impieghi ai quali sono destinate le rocce.

DUREZZA: è un requisito fondamentale delle rocce che dipende dalla sua natura mineralogica e quindi dalla durezza dei minerali (vedi scala di Mohs). Si distinguono: **rocce tenere** (facilmente segabili con seghe dentate d'acciaio; es. tufi vulcanici e calcarei); **rocce semidure** (difficilmente segabili con seghe dentate d'acciaio ma facilmente segabili con seghe d'acciaio lisce e con impiego di sabbia quarzosa o smeriglio; es. calcari compatti); **rocce dure** (segabili solo con seghe lisce a sabbia quarzosa o smeriglio; es. marmi, serpentiniti); **rocce durissime** (difficilmente segabili con seghe lisce a sabbia ma facilmente con le stesse seghe accoppiate all'impiego di polvere di diamante o widia – carburo di tungsteno; es. graniti, porfidi). Per la determinazione della durezza si utilizzano le prove di resistenza all'usura (prova Deval) e la microdurezza Knoop.

Un altro aspetto importante per le rocce che devono essere adoperate in lastre è la Divisibilità. L'attitudine a lasciarsi dividere in lastre. Con riferimento alla figura successiva si definiscono:



Terminologia relativa ai piani di divisibilità

- *verso*: piano di più facile divisibilità della roccia;
- *secondo*: piano di divisibilità meno facile del verso;
- *contro*: piano normale al verso, detto anche mozzatura

DUREVOLEZZA: Esprime la resistenza che oppongono le rocce alle azioni fisiche, chimiche, meccaniche esplicate dagli agenti atmosferici ed all'azione biologica. Trattasi di un requisito di grande rilevanza soprattutto per materiali da rivestimenti in esterno: da esso dipende, tra l'altro, lo stato di conservazione del patrimonio architettonico antico, che subisce da alcuni decenni le conseguenze

dell'accresciuta aggressività delle condizioni atmosferiche. La durevolezza delle rocce dipende da fattori intrinseci (costituzione mineralogica e struttura) ed esterni (clima, esposizione del materiale in opera rispetto ai venti, alla pioggia, alla neve, etc., posizione all'interno o all'esterno degli edifici, posizione a contatto con il terreno – fondazioni - o fuori terra, inquinamento atmosferico, etc.).

L'anidride solforosa (SO_2) emessa a seguito della combustione degli idrocarburi si combina con l'acqua presente nell'atmosfera e forma acido solforico (H_2SO_4). L'acido solforico giungendo al suolo con le piogge attacca le rocce che contengono carbonato di calcio (calcari, marmo, etc.) e le trasforma in solfato di calcio idrato ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ = gesso). Di conseguenza, le rocce ornamentali quali travertini, marmi, etc utilizzati per statue, elementi architettonici, monumenti vari e che contengono carbonato di calcio si disgregano e si solubilizzano con gravi danni soprattutto per il patrimonio monumentale ed architettonico delle grandi città.

GELIVITA': è l'attitudine della roccia a resistere all'azione del gelo e disgelo dell'acqua contenuta nei pori e nelle fratture. Il gelo e disgelo provoca una variazione di volume all'interno della roccia con passaggio dell'acqua dallo stato liquido a quello solido. La gelività di una roccia si definisce mediante la stima della **Resistenza a compressione dopo cicli di gelività** (vedi).

10.PRINCIPALI IMPIEGHI DEI MATERIALI LAPIDEI

Di solito, essi vengono utilizzati, allo stato naturale, sotto forma di **granulati**, previa frantumazione (vedi gli inerti per i calcestruzzi; i componenti dei rilevati stradali, delle massicciate ferroviarie (*ballast*) e delle dighe in terra, ovvero di **blocchi** per dighe a scogliera e per scogliere frangiflutti, ovvero come **pietre da taglio**, cioè in conci, blocchi, lastre per rivestimenti, lastricati stradali, elementi strutturali.

I requisiti richiesti (e dunque i tipi di prova a cui i materiali vengono sottoposti) dipendono evidentemente dalla loro destinazione d'uso, anche se può affermarsi che una roccia costituita da materiali non alterati, non cataclasizzati e non facilmente solubili e che presenti un elevato peso di volume, un alto grado di compattezza e un basso coefficiente di imbibizione è quasi certamente una roccia con elevate proprietà meccaniche.

Nel dettaglio, e con riferimento specifico alle pietre da taglio usate soprattutto per rivestimenti, la serie di prove da eseguire per valutarne l'idoneità sono indicate nella Tabella della pagina seguente.

Nel caso di materiali non destinati a rivestimenti, occorre determinare la gelività, la compattezza, la compressione uniassiale, l'usura per rotolamento (per massicciate stradali e ferroviarie), ovvero il peso di volume, la resistenza all'urto ed all'azione della salsedine (scogliera).

Ai materiali da utilizzare come inerti per calcestruzzi si richiede buona resistenza a compressione, assenza di gelività e di sostanze argillose o solubili.

La decisione di sottoporre dei campioni di roccia a prove di laboratorio deve essere accompagnata da uno studio geologico-strutturale dell'affioramento, rivolto ad accertare le condizioni generali di estrazione del materiale (cubatura, grado di discontinuità dell'ammasso roccioso, stabilità dei fronti di scavo, interferenza con la falda idrica, ecc.). In questo senso è fondamentale il ricorso alle metodologie di rilevamento proprie della geologia strutturale e della geomeccanica, nonché ad idonee campagne di indagine geognostica (perforazioni a carotaggio continuo con valutazione di R.Q.D.; prospezione sismica; controlli piezometrici).

La casistica italiana (ma non solo) indica nelle rocce igneo - metamorfiche quelle di maggior pregio, perché dotate di elevata durezza, anche se presentano caratteristiche di lavorabilità non ideali (le ignee per la notevole "durezza"; alcune metamorfiche per la loro facile divisibilità). Le rocce carbonatiche (i calcari in particolare) sono tuttavia quelle soggette a sfruttamento più intensivo perché idonee per una gamma assai vasta di usi (anche se meno durevoli delle ignee soprattutto per usi in esterno). Alcune rocce ignee si prestano in modo particolare ad essere impiegate nelle pavimentazioni stradali (*porfidi del Trentino-Alto Adige, lave vesuviane ed etnee*), con una nota particolare per i porfidi. Le rocce tenere (tufi vulcanici, "tufi" calcarei) sono infine i materiali che, per le spiccate caratteristiche di lavorabilità, di leggerezza (basso peso di volume) e di coibenza termo-acustica, sono da tempo ed ancora oggi largamente utilizzati in edilizia (strutture portanti degli antichi edifici in muratura; muri perimetrali di chiusura negli attuali edifici in c.a.).

	Denominazione petrografica	Massa dell'unità di volume	Coefficiente di imbibizione	Carico di rottura a compressione	Carico di rottura a compressione dopo gelività	Modulo di elasticità	Carico di rottura a flessione	Resistenza all'usura	Resistenza all'urto	Dilatazione lineare termica	Microdurezza Knoop	Resistenza agli agenti chimici atmosferici
Rivestimenti esterni	•	•	•	•	•••	••	•••		••	•••	•	•••
Scale esterne rivestite	•	•	•	•	••		••	•••	•••		•••	•••
Pavimentazioni esterne	•	•	•	•	•••		••	•••	•••	••	•••	•••
Coperture di tetti	•	••	•••	•	•••		••		••			•••
Pavimenti interni	•	•					•	•••	•••	•	•••	
Scale interne rivestite	•	•					•	•••	•••		•••	
Scale a sbalzo interne / esterne	•	•		•	••(1)	••	•••	•••	•••		•••	••(1)
Elementi portanti strutturali	•	•	•	•••	•••	••	•••			••		••
Rivestimenti interni pareti	•	•							•			
Pavimenti interni sopraelevati	•	••		•		••	•••	•••	•••		••	

Classificazione delle caratteristiche tecniche di una roccia ornamentale in funzione dei vari impieghi in edilizia. 3 puntini = requisito determinante; 2 puntini = requisito importante; 1 puntino = requisito utile. (1) scale esterne.

1) Murature ordinarie

Possono essere realizzate con pietrame a secco o con l'aggiunta di malta. Si può utilizzare la pietra grezza (frammenti) o in conci. I requisiti delle rocce per questi impieghi sono: rocce tenaci e pesanti per le fondazioni, leggere per le sovrastrutture, a superficie scabra per migliorare l'aderenza delle malte, lavorabili per confezionare conci o simili. Rocce ideali sono: calcari, arenarie e tufi.

2) Murature speciali ed elementi architettonici

Per questi scopi si utilizzano le *pietre da taglio* (cioè quelle che vengono lavorate sia sulla faccia a vista – bugnato – che sulle altre). I requisiti di queste rocce sono: la segabilità, la tenacità e la durevolezza. Si prestano molto bene per questi scopi i calcari e i graniti.

Usi diretti delle rocce (senza trattamenti preventivi)

A) Rocce per inerti

Gli inerti sono frammenti di rocce, di diversa granulometria, che si adoperano soprattutto per il confezionamento dei calcestruzzi. Si adoperano, di solito, le sabbie, le ghiaie naturali pulite (cioè prive di residui argillosi) e molti altri tipi di rocce previa frantumazione di materiale non alterato. Le rocce utilizzate per questi scopi devono essere: non gelive, non solubili, prive di sostanza organica o argilla, resistenti a compressione. Vanno bene i calcari, le rocce effusive ed intrusive.

B) Rivestimenti esterni

Si adoperano rocce in lastre per rivestimenti esterni di edifici. Per questo scopo le rocce devono essere: durevoli, suddivisibili in lastre, lucidabili, resistenti a flessione, di aspetto gradevole. Vanno bene i calcari, le rocce ignee intrusive e quelle metamorfiche.

C) Pavimentazione di interni

Si adoperano rocce in lastre per rivestimenti di interni. Per questo scopo le rocce devono essere: suddivisibili in lastre, lucidabili, resistenti agli urti e a flessione, resistenti all'usura per attrito radente, non sdruciolevoli. Vanno bene i calcari e le rocce ignee intrusive.

D) Coperture

Si adoperano per coperture di fabbricati. In genere si tratta di usi limitati e soprattutto in zone non sismiche, poichè l'elevato peso del materiale potrebbe aggravare gli effetti sismiche indotte sugli edifici. Le rocce da utilizzare per questi scopi devono essere: suddivisibili in lastre sottili, resistenti a flessione, impermeabili, non gelive e, per quanto possibile, poco pesanti. Vanno bene le rocce metamorfiche.

E) Pavimentazioni stradali

Si adoperano rocce in lastre ("basoli") o cubetti che vengono posizionate su letti di sabbia e poi sigillati con bitume, cemento, etc. Devono essere rocce tenaci, resistenti all'usura (attrito radente) e dotate di composizione polimineralica a grana media. Vanno bene i porfidi (dell'Alto Adige e di Varese). Si utilizzano anche le lave vesuviane ma la loro durata nel tempo è minore rispetto al porfido perché tendono ad usurarsi uniformemente e a far perdere aderenza ai mezzi gommati.

F) Massicciate ferroviarie

Si usano rocce ridotte in pietrisco a diversa granulometria. La massicciata (*ballast*) ha la funzione di ripartire i carichi dei treni, ridurre i cedimenti del substrato, consentire il drenaggio delle acque piovane evitando il ristagno. Occorrono quindi rocce tenaci, durevoli, resistenti a compressione e all'usura per rotolamento, compatte, pesanti e non gelive. Si adoperano molto le rocce effusive ma anche i calcari, sebbene questi ultimi abbiano una resa minore.

G) Scogliere frangiflutti

Si adoperano rocce in grandi blocchi in grado di assorbire l'energia del moto ondoso. Occorrono quindi rocce compatte, pesanti, estraibili in blocchi integri, resistenti all'urto e all'azione chimico-fisica dell'acqua salata. Si utilizzano rocce effusive, intrusive e calcari.

Usi indiretti delle rocce (a seguito di trattamenti industriali)

Si tratta di quelle rocce che, previo trattamento industriale, servono per confezionare calci (aeree), cementi, laterizi, isolanti, etc.

A) Pietre da calce e per cementi

Sono i calcari, le marne, le pozzolane e le argille per cementi. Oltre ai calcari vengono adoperate anche le dolomie ($(\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2)$). A pressione ordinaria e a temperatura di circa 900°C il carbonato di calcio (CaCO_3) si scinde in ossido di calce (CaO) ed anidride carbonica (CO_2). L'ossido di calce (**calce viva**) in presenza di acqua si spegne formando idrossido di calce ($\text{Ca}(\text{OH}_2)$) con emissione di gran quantità di calore. La calce spenta con aggiunta di molta acqua forma il “**grassello**”.

A sua volta, il grassello mescolato a sabbia forma la “**malta aerea**” cosiddetta perché fa presa in presenza di aria in quanto l'idrossido di calce si ricombina con l'anidride carbonica e riforma il CaCO_3 , perdendo acqua per evaporazione.

Per ottenere invece una “**malta idraulica**”, cioè in grado di far presa anche in acqua, occorre cuocere il calcare a temperature superiori a 900°C con l'aggiunta di percentuali tra il 5 % ed il 20 % di **argilla** o **pozzolana**. L'aggiunta di argilla o pozzolana conferisce il potere della idraulicità. Infatti, la silice (SiO_2) contenuta nelle argille e pozzolane, insolubile in acqua, lo diviene dopo cottura combinandosi con l'ossido di calce (CaO) e l'allumina (Al_2O_3). La combinazione tra loro dei seguenti ossidi: CaO , MgO , SiO_2 ed Al_2O_3 conferisce l'idraulicità alla malta.

B) Pietre per cementi

Si utilizzano i **calcari marnosi** (formati dal 60-70% di CaCO_3 e da argilla), le **marne** (circa 50 % di CaCO_3 e 50 % di argilla) e le **pozzolane** (piroclastiti incoerenti, ad elementi minuti, vetrosi, vacuolari, associati a cristalli e frammenti lavici). Per cottura di una miscela finemente tritata e mescolata ad acqua, immessa in altoforni rotanti con l'aggiunta di scorie metalliche a temperatura superiore a quella necessaria per ottenere le calci idrauliche, si ottengono: (1) **cemento naturale** (*Clinker*) e (2) **cemento artificiale** (*Portland*).

C) Gessi

Si utilizzano i gessi ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) e le anidriti (CaSO_4), rocce sedimentarie chimiche, di tipo evaporitico. Esse, cotte a diverse temperature originano prodotti vari quali: il gesso da stucco e da modellatore, il gesso a rapida presa ed il gesso idraulico a lenta presa. Durante il processo di presa, il gesso a differenza del cemento non si riduce di volume e non è soggetto a processi di fessurazione superficiale.

D) Argille per laterizi

Le argille per laterizi devono avere una composizione prossima a quella di seguito indicata: acqua residuale (5 %); silice libera ($\text{SiO}_2 = 40\%$), allumo-silicati ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 25\%$), CaCO_3 (20 %), acqua di combinazione (5 %), altre sostanze (max 5 %). Per effetto della cottura la silice si trasforma in tridimite e cristobalite (sempre silicati sialici) e quindi i minerali argillosi (fillosilicati) divengono inerti all'acqua perdendo la caratteristica di rigonfiare e plasticizzarsi. Il contenuto in carbonato di calcio non deve superare il 20 % perché altrimenti la sua trasformazione in CaO, durante la cottura, rischia di far spaccare i mattoni quando, per effetto della preventiva bagnatura del laterizio, il CaO si trasforma in $(\text{Ca}(\text{OH})_2 = \text{idrossido di calcio})$. Questa trasformazione avviene con aumento di volume che rischia di deteriorare il laterizio. Le cave di argilla per laterizi sfruttano, di solito, giacimenti di "argille azzurre", plioceniche la cui composizione si approssima a quella indicata in precedenza. L'altra formazione argillosa tipica dell'Appennino meridionale, le "Argille varicolori, scagliose" non si prestano alla confezione di laterizi a causa dell'abbondante presenza di carbonato di calcio.

Oltre alle argille per laterizi, si ricordano anche le argille per la confezione di porcellane; in questo caso l'argilla deve contenere, quale fillosilicato principale, il **caolino**.

E) Isolanti, materiali per filtraggio e scambio cationico

Si utilizzano le pomici, le perliti, la lana di roccia e le zeoliti. La **perlite** è una roccia vulcanica che possiede la particolare proprietà, sotto l'effetto di elevate temperature, di espandersi sino a 20 volte rispetto al proprio volume originario. Il processo di espansione conferisce alla perlite un elevato potere isolante. Viene adoperata anche per il confezionamento di filtri.

La **lana di roccia** venne scoperta sulle isole Hawaii agli inizi del 20° secolo; deve la sua origine al processo di risolidificazione, sotto forma di fibre, della lava fusa, lanciata nell'aria durante le attività eruttive. Ha la caratteristica di essere un isolante termico ed un materiale fonoassorbente grazie alla sua struttura a celle aperte. Le sue doti fondamentali sono: la Protezione dal fuoco, l'Incombustibilità, l'Isolamento termico e il Fonoassorbimento. Si ottiene, industrialmente, facendo colare il magma su dischi rotanti ad alta velocità che raffreddano il materiale bruscamente e favoriscono la formazione di fibre vetrose.

Le **zeoliti** sono tectosilicati appartenenti ai gruppi dei feldspati e dei feldspatoidi, principalmente contenuti nei tufi vulcanici. Si distinguono per avere strutture aperte, in grado di poter assorbire e liberare, reversibilmente, molecole d'acqua o altre molecole più grandi; sono quindi degli “*scambiatori cationici*” utilizzati per addolcire l'acqua. Sono inoltre utilizzate nei detergenti al posto dei fosfati, eliminati a causa dei problemi ambientali che essi provocano. Esistono in natura almeno 40 forme di zeoliti; il nome “zeolite” fu coniato nel 1756 dal mineralogista svedese A. F. Cronstedt.

10.1 I MATERIALI NATURALI DELLA CAMPANIA

La Campania è abbastanza ben fornita di materiali naturali d'interesse industriale, che possono raggrupparsi in 7 grandi gruppi basati principalmente sulla loro destinazione d'uso e natura litologica.

Questi gruppi sono:

- 1) Argille;
- 2) Sabbie, ghiaie ed inerti;
- 3) Dolomie;
- 4) Gessi;
- 5) Arenarie e Conglomerati;
- 6) Tufi, pozzolane, pomici, basalti e lave;
- 7) Calcarei, marmi, travertini e pietrisco.

Materiali lapidei ornamentali della Campania

Con il termine “Lapidei Ornamentali” sono di solito indicate tutte quelle rocce che, per le loro caratteristiche petrografiche ed estetiche, possono essere utilizzate nelle costruzioni e che possono svolgere sia funzioni strutturali sia architettoniche. Non esiste, nella letteratura specialistica, una classificazione di questi materiali che tenga conto contemporaneamente della loro natura petrografica e della destinazione d'uso. La Normativa attualmente in vigore in Italia fa rientrare nella categoria “**pietre**” tutte le rocce non lucidabili e nella categoria “**marmi**” quelle lucidabili ed impiegabili nei settori d'utilizzo dei marmi *in senso stretto*, sebbene la definizione di marmo sia applicabile solo a rocce metamorfiche di epizona, dovute a metamorfismo termico di originarie rocce calcaree.

1 Le "Pietre" Vulcaniche

Tra i materiali d'origine vulcanica, i tufi sono quelli maggiormente utilizzati in tutte le provincie della Campania ed in particolar modo nelle provincie di Napoli e Caserta dove sono presenti i depositi del Tufo Giallo Napoletano e dell'Ignimbrite Campana.

Il Tufo Giallo Napoletano

La disponibilità di questo materiale di facile estrazione e lavorabilità sul territorio ha favorito la sua utilizzazione fin dai primi insediamenti greci. Il Tufo Giallo Napoletano (TGN) è una vulcanoclastite risalente a circa 12.000 anni fa. L'utilizzazione del TGN come pietra da costruzione è una consuetudine plurimillenaria; per molto tempo l'estrazione del materiale avveniva in sotterraneo e spesso direttamente dal sottosuolo dell'area d'edificazione, ciò sia per evitare gli oneri connessi al trasporto del materiale, sia per conservare il terreno superficiale alle altre attività antropiche. Questa ampia disponibilità unitamente alle buone qualità fisiche e meccaniche della pietra (vedi Tabella seguente) hanno fatto sì che gran parte delle costruzioni realizzate nel centro antico di Napoli, siano costituite di tufo giallo, sia con funzione strutturale che impiegato a "faccia vista" con fini architettonici. Non si devono infine sottovalutare le ottime proprietà di coibentazione termica ed acustica conferita alla pietra dall'elevata porosità e dall'abbondante presenza di zeoliti nella matrice.

Densità (T/m ³)	Porosità (%)	Resistenza a compressione (MPa)	Permeabilità (m/s)	Diffusività termica (cm ² /s)
1,0 – 1,4	40 - 63	0,5 - 12	1,5 – 6,4 x 10 ⁻⁷	1,9 – 2,0 x 10 ²

Principali caratteristiche fisico-meccaniche del tufo giallo napoletano

L'uso del tufo come pietra ornamentale raggiunse il massimo splendore in epoca Angioina con la realizzazione di numerose basiliche e cappelle gotiche (Basilica di S. Chiara, S. Domenico Maggiore, Cappella Pappacoda, ecc,) ma proseguì anche nei secoli successivi con la realizzazione di altre importanti opere. Non può essere taciuto infine l'uso del tufo per la realizzazione di pavimentazioni, cordoli e altri elementi ornamentali, anche se le caratteristiche di elevata erodibilità e di scarsa resistenza all'usura ne sconsigliano vivamente questo impiego.

Il Piperno

Dopo il TGN il Piperno rappresenta la pietra maggiormente utilizzata nell'architettura storica della città di Napoli in quanto le sue caratteristiche fisiche ed estetiche ne hanno consentito l'impiego non solo con funzioni strutturali ma anche con funzioni puramente architettoniche. Come il TGN, rappresenta un prodotto dell'attività vulcanica dei Campi Flegrei ascrivibile ad un episodio eruttivo verificatosi alla base della collina dei Camaldoli.

La roccia presenta una struttura caratterizzata dalla presenza di scorie di forma schiacciata, di colore scuro, e di dimensioni da centimetriche a decimetriche, comunemente chiamate "fiamme", inglobate in una matrice cineritica di colore grigio chiaro. Sono inoltre presenti fenocristalli di feldspato alcalino e, subordinatamente, plagioclasio. L'unica area di estrazione del piperno è quella compresa tra Soccavo e Pianura alle falde della collina dei Camaldoli. Lo spessore visibile del deposito è di circa venti metri. Dal diciassettesimo secolo fino alla prima metà del novecento la pietra è stata estratta attraverso un complesso reticolo di gallerie che coltivavano i vari livelli di piperno.

Tufo Grigio Campano

Il Tufo Grigio Campano, detto anche “Ignimbrite Campana” rappresenta anch’esso il prodotto di un’eruzione avvenuta nei Campi Flegrei circa 37.000 anni or sono. Essa è generalmente definita come una vulcanoclastite costituita da pomici e scorie in matrice cineritica nella quale sono riconoscibili due *facies* entrambe litificate: la “grigia” contenente feldspato, e la “gialla”, caratterizzata dalla presenza di zeoliti.

La composizione mineralogica della facies grigia della IC è molto simile a quella del Piperno: il K-feldspato e il plagioclasio sono le fasi predominanti rappresentando circa il 90 % del totale. Il processo di litificazione è da mettere principalmente in relazione a fenomeni di zeolitizzazione e sanidizzazione (formazione di zeoliti e sanidino).

Gli ambiti di variabilità dei valori dei principali parametri fisico-meccanici sono: densità secca 2,2-2,6 T/m⁻³; porosità 50-58 %; resistenza a compressione 1,0-8,0 MPa.

L'ampia diffusione su tutto il territorio regionale ne fa la pietra da costruzione più presente in tutti i contesti architettonici della Campania. La *facies* grigia, per la sua facile lavorabilità e per le migliori caratteristiche fisico-meccaniche, risulta inoltre frequentemente utilizzata per la realizzazione di elementi architettonici particolari. Anche se opere architettoniche di elevato pregio realizzate con Tufo Grigio a “facciavista” sono presenti un po' dovunque sul territorio regionale, una particolare concentrazione si ha nella provincia di Caserta. Tra le tante basta ricordare la Cattedrale di S. Michele Arcangelo e il Castello di Casertavecchia. Non si può infine tacere lo splendido effetto decorativo ottenuto attraverso l'abbinamento del tufo grigio con altri materiali (travertino e laterizio) nei quadri portico medioevale del Duomo di Salerno.

Anche a Napoli si è fatto largo uso della facies pipernoide della IC in sostituzione del Piperno soprattutto per la realizzazione di quelle parti degli edifici meno esposte e meno visibili. L'introduzione di questo materiale è stata favorita dal suo aspetto molto simile a quello del materiale più pregiato, la più facile lavorabilità, il più basso costo, e principalmente la crescente richiesta di materiale in seguito alla espansione urbanistica della città alla quale le cave di Piperno non riuscivano a far fronte.

Densità (T/m ³)	Porosità (%)	Resistenza a compressione (MPa)	Permeabilità (m/s)
1,3	36 - 60	0,8 – 3,0	1,5 x 10 ⁻⁶

Principali caratteristiche fisico-meccaniche del tufo grigio campano

Le lave

Le lave, pur rappresentando un ottimo materiale da costruzione non furono particolarmente apprezzate nell'antichità. I Romani impiegarono quelle provenienti da Punta Marmolite nei Campi Flegrei soprattutto per la realizzazione di lastricati stradali. Anche ridotto fu l'interesse per le lave di Monte Olibano (Pozzuoli) che ebbero in passato solo sporadiche applicazioni (colonnato del chiostro di S. Chiara, Castel Nuovo) o per quelle Vesuviane.

Un impulso all'utilizzazione di queste ultime fu dato dalla politica a favore dell'utilizzazione delle risorse del Regno voluta da Carlo III di Borbone che portò ad un maggiore uso della *pietrarsa* come pietra da taglio. Largo uso delle lave vesuviane, in sostituzione del Piperno più costoso e di difficile approvvigionamento, fu fatto nel corso dei lavori di bonifica urbana del così detto Risanamento, per la Chiesa Madre e le numerose opere funerarie del Cimitero di Poggioreale e nella realizzazione del Mausoleo ai Caduti di Guerra qui utilizzate in associazione con lave flegree, Piperno ed altre rocce sedimentarie.

Per quanto attiene ai principali parametri fisici i dati reperibili in letteratura sono piuttosto scarsi, non sempre concordanti e soprattutto datati. In tabella seguente sono sintetizzati quelli riportati da Penta.

	Densità (T/m ³)	Resistenza a compressione (MPa)
Punta Marmolite	2,52 – 2,55	196
Monte Olibano	2,29-2,50	45-81
Vesuvio	2,66-2,78	circa 122

Principali caratteristiche fisico-meccaniche delle lave

Le lave a composizione tefritico-leucitica del distretto Vulcanico di Roccamonfina hanno un interesse strettamente locale per la produzione di inerti e aggregati per l'industria edilizia.

I “Marmi” della Campania

Sono qui descritte le principali pietre ornamentali, sedimentarie, della Campania, raggruppandole sotto la definizione di “**marmo**” con riferimento alla loro lavorabilità in lastre lucidate. In tutta la Regione sono presenti numerosi giacimenti di rocce calcaree e brecce ciascuna delle quali ha avuto momenti di diffuso utilizzo. Si ricordano in particolare:

11. Pietra di Bellona

Proveniente dal comprensorio di Bellona - S. Angelo in Formis, in provincia di Caserta, è stata utilizzata in passato per la costruzione dell'anfiteatro romano di S. Maria Capua Vetere e di numerosi monumenti nella zona di Capua. Si tratta di un calcare organogeno dolomitizzato, di colore grigio con intercalazioni verdognole.

Marmi di Mondragone

Nella zona di Mondragone, alle pendici occidentali del M. Massico, si rinvencono alcuni lembi di calcari cristallini, ascrivibili al Cretacico superiore o al Miocene inferiore, generalmente a struttura brecciata e leggermente metamorfosati, noti come "Marmi di Mondragone". Il loro maggiore impiego, nelle varietà note di "*Mondragone Giallo*" e "*Mondragone Nero*" lo si ebbe nella realizzazione dei rivestimenti dello Scalone Monumentale o di altri elementi decorativi del Palazzo Reale di Caserta.

Marmi di Dragoni

In territorio di Dragoni sono presenti brecce calcaree e calcari brecciati, variegati di rosso o di giallo, del Cretacico inferiore, frequentemente utilizzati come pietra ornamentale, noti come "Marmi di Dragoni".

Marmi di Caiazzo

Dalla zona di Caiazzo sono stati estratti dei calcari, teneri e porosi, utilizzati per la realizzazione delle statue del parco del Palazzo Reale di Caserta

Marmi di Vitulano

Nel beneventano, alle pendici orientali del M. Camposauro, tra i comuni di Vitulano e Cautano, sono stati estratti in passato materiali lapidei, noti come "Marmi di Vitulano", che rappresentano i lapidei ornamentali più pregiati di tutta la regione. Si tratta di calcari detritici grigiastri, ascrivibili al Cretacico medio, ascrivibili a diverse varietà, alcune delle quali sono state utilizzate anche fuori della Regione, ad esempio a Roma nelle basiliche di S. Giovanni in Laterano e dei SS. Apostoli.

Altre rocce ornamentali, sedimentarie, si rinvencono nelle Province di Avellino (Breccia di Atripalda, Pietra di Montevergine, etc.) e di Salerno (Travertini di Faiano, Paestum e Padula).

10.2 LE ROCCE D'INTERESSE INDUSTRIALE DELLA CAMPANIA

Dal punto di vista merceologico la regione Campania suddivide questi materiali in 7 gruppi principali. Qui di seguito si fornisce una panoramica sintetica di questi materiali soffermandosi in modo particolare su quelli che, per la loro composizione, sono anche destinati a produzioni speciali.

Tufi Zeolitici

Le zeoliti presenti nei tufi della Campania sono la phillipsite e la cabasite entrambe caratterizzate da un'elevata capacità di scambio cationico e da una spiccata selettività verso numerosi ioni inquinanti presenti nei reflui urbani ed in quelli industriali. Queste caratteristiche rendono il Tufo Giallo Napoletano e la *facies* gialla della Ignimbrite Campana utilizzabili in molti processi diretti al disinquinamento o alla salvaguardia ambientale. Nonostante queste peculiarità l'uso in questi settori

non si è ancora affermato. Altri settori industriali nei quali i materiali zeolitici stanno trovando sempre più utilizzazione è quello del cemento e dei leganti a base di calce dove vengono impiegati in sostituzione delle pozzolane stesse.

Rocce silicee

Le rocce ad elevato contenuto di silice costituiscono la materia prima di molti processi industriali. I maggiori quantitativi sono assorbiti dall'industria del vetro, della ceramica e dalle fonderie. La restante parte è diretta a numerose attività molte delle quali ne sfruttano soprattutto la elevata durezza. I principali giacimenti di queste rocce in Campania si rinvencono in provincia di Benevento (Fragneto Monforte, Castelpagano), e di Avellino (Casalbore). Alcuni di questi depositi sono attualmente coltivati e la principale destinazione d'uso dei materiali estratti è la produzione di quarzo per fonderia per il quale non sono richiesti particolari requisiti di purezza.

Dolomie

Sono rocce sedimentarie in cui la dolomite ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$), è il principale costituente. Vengono considerate "pure" quelle caratterizzate da un tenore di minerale utile superiore al 98%. La più importante destinazione d'uso di queste rocce è sicuramente come materia prima per la preparazione di refrattari che per la loro composizione tendono a reagire con ossidi a carattere acido. Per questa produzione, la dolomia viene calcinata a temperatura elevata (circa 1.500°C) ottenendosi una miscela di ossido di calcio e ossido di magnesio, composti entrambi caratterizzati da una temperatura di fusione molto elevata.

Le dolomie, unitamente ai calcari, vengono anche utilizzate nelle fonderie come fondenti e nei processi di desolfurazione e defosforazione dell'acciaio.

In Campania sono presenti numerosi affioramenti di rocce dolomitiche nelle province di Napoli, Salerno, Avellino e Caserta. Alcuni giacimenti del casertano e del salernitano sono stati in passato intensamente coltivati e il materiale estratto destinato all'altoforno dell'ILVA di Bagnoli. I depositi presenti alle falde del Matese in comune di Ailano, sono attualmente ancora coltivati e il prodotto per l'elevato grado di purezza, viene destinato all'industria dei refrattari e del vetro.

Le rocce calcaree

Sono rocce sedimentarie in cui la calcite è il componente principale. Sulla base del tenore di minerale si distinguono: calcari di media purezza in cui il carbonato di calcio (CaCO_3) è compreso tra il 93 % ed il 97 % e calcari di elevata purezza in cui il tenore di CaCO_3 è superiore al 97 %. I settori d'impiego dei calcari sono numerosi e vanno dal comparto delle costruzioni, all'industria chimica, a quella

siderurgica e all'agricoltura. Nell' industria delle costruzioni in particolare le rocce calcaree rappresentano un prodotto di largo consumo in quanto costituiscono la materia prima per la produzione di aggregati per calcestruzzo, inerti e blocchi squadriati per murature. I calcari di elevato grado di purezza costituiscono inoltre la materia prima principale per l'industria dei leganti aerei (calce) e dei leganti idraulici (cementi, ecc.). In siderurgia i calcari trovano largo impiego come fondente. Nell'industria vetraria le rocce carbonatiche vengono impiegate quali fonti di ossido di calcio e ossido di magnesio. Nell' industria chimica i calcari rappresentano la materia prima utilizzata in vari processi per la preparazione di: carbonato di sodio (destinato soprattutto all'industria vetraria e alla produzione di detergenti), ipoclorito di calce (usato come sbiancante), carbonato di calcio puro (destinato all'industria cartaria, della gomma e farmaceutica).

In Campania gli affioramenti di calcare ricoprono vaste aree.

Le argille

Le argille sono sedimenti clastici sottili aventi un contenuto in minerali argillosi pari almeno al 50 %. I principali gruppi di minerali argillosi sono quelli del Caolino, dell' Illite e delle Smectiti.

Le argille costituiscono le principali materie prime nell'industria della ceramica, dei refrattari, dei laterizi e del cemento. Particolare interesse tecnologico rivestono il caolino e la bentonite il cui componente principale è la montmorillonite. I minerali del gruppo della caolinite costituiscono i prodotti di alterazione di molte vulcanoclastiti connesse all'attività dei Campi Flegrei, Somma-Vesuvio e Roccamonfina. Ma solo nei comuni di Prata Sannita e Ailano, sono presenti depositi di un certo interesse industriale.

Le bentoniti, argille costituite per il 60-90 % da minerali del gruppo delle smectiti, hanno molteplici applicazioni nella fabbricazione di stampi per fonderia, nell'ingegneria civile e nelle perforazioni, per le proprietà tissotropiche del materiale.

Le bentoniti in Campania sono poco diffuse; solo nel territorio di Casalbore (AV) sono presenti limitati affioramenti di questo tipo di rocce.

Molto più diffusi e importanti sono i depositi di argille da laterizi, presenti in tutte le province con la sola eccezione di quella di Napoli. Si tratta generalmente di argille plioceniche depositatesi lungo i bordi dei massicci calcarei; spesso alternate a sabbie fini più o meno calcaree la cui composizione è estremamente variabile.

Facendo riferimento alla classificazione merceologica della Regione Campania, l'andamento della produzione di rocce di interesse industriale può essere schematizzato come segue:

Argille: La produzione è concentrata soprattutto nella provincia di Benevento, e subordinatamente in quelle di Salerno ed Avellino.

Sabbie, ghiaie ed inerti: L'estrazione di materiali di questo gruppo è presente in tutte le province con la sola eccezione di quella di Napoli.

Dolomie: Le rocce dolomitiche sono coltivate prevalentemente in provincia di Salerno e subordinatamente in quella di Caserta.

Gessi: Vengono estratti esclusivamente in provincia di Avellino.

Arenarie e Conglomerati: sono estratti esclusivamente nelle province di Benevento e Avellino

Tufi, Pozzolane, Pomici, Basalti, Lave: La produzione di questi materiali è concentrata soprattutto nella provincia di Napoli, quantità ridotte vengono estratte nelle province di Avellino, Benevento e Caserta.

Calcari, Pietrarsa, Marmi, Travertini, Pietrisco: I materiali raggruppati in questa classe costituiscono in assoluto quelli maggiormente estratti in tutte le cinque province della Regione. L'attività estrattiva è concentrata soprattutto nelle province di Caserta e Salerno che producono circa il 75% del totale.

11.INDAGINI GEOGNOSTICHE

Consentono di ottenere una ricostruzione dell'assetto stratigrafico e tettonico del sottosuolo nel volume di terreno che interessa più direttamente le applicazioni dell'Ingegneria civile (costruzioni), lo studio delle frane e dell'idrogeologia.

Si dividono in Indagini **indirette** e **dirette**.

Le **indagini indirette** (geofisiche) permettono di ricostruire le caratteristiche del sottosuolo, sfruttando alcune proprietà fisiche dei terreni e delle rocce che possono essere misurate mediante opportune apparecchiature. Si ottiene così una “vista” indiretta del sottosuolo, senza la necessità di eseguire scavi. Sono quindi metodi rapidi, poco invasivi e con rapporti costi/benefici molto favorevoli. Per contro, forniscono risultati approssimati che spesso richiedono la loro “taratura” mediante altre indagini di tipo diretto. In particolare, qui di seguito ci occuperemo dell'indagine Geoelettrica e di quella Geosismica.

Le **indagini dirette** (saggi di scavo e perforazioni) permettono di ricostruire l'assetto geologico del sottosuolo prendendone visione diretta mediante l'apertura di scavi (**Trincee**) o estraendo campioni di terreni e rocce mediante **Sondaggi**. Sono quindi metodi più lenti, invasivi e di maggior costo rispetto alle indagini geofisiche. Per contro, forniscono risultati più precisi e consentono l'allestimento nei fori di sondaggio di altre prove ed indagini geognostiche, nonché il prelievo di campioni **indisturbati**. Poiché sono metodi puntuali, per ricostruire la stratigrafia di ampie porzioni di sottosuolo, occorre correlare tra di loro -opportunamente- molte informazioni ricavate da più verticali esplorate.

11.1 INDAGINE GEOELETTRICA

Si utilizza in quanto ha un rapporto costi/benefici molto favorevole. Vengono utilizzate correnti elettriche sia **naturali** (telluriche) già presenti nei terreni (*potenziali spontanei*) che **artificiali** (correnti continue ed alternate), tutte però a bassa frequenza (minore di 0,1 Hertz).

Per l'applicazione dell'indagine geoelettrica, si utilizza la Legge di Ohm:

$$E = \rho * I$$

dove: E = intensità del campo elettrico; I = densità di corrente; ρ = resistività specifica, misurata in Ohm * m.

Valori di resistività specifica di terreni e rocce sono riportati nella Tabella seguente.

Natura litologica	Resistività specifica ($\Omega \text{ m}$)
Marne	0,5 ÷ 20
Argille (acqua dolce)	10 ÷ 100
Argille (acqua salata)	1 ÷ 10
Rocce scistose	50 ÷ 1 000
Calcari	100 ÷ 5 000 e più
Arenarie	60 ÷ 10 000
Arenarie quarzose (quarziti)	20 000
Graniti	300 ÷ 15 000 e più
Rocce eruttive compatte	500 ÷ 20 000
Rocce eruttive alterate	50 ÷ 500
Alluvioni, sabbie, ghiaie	100 ÷ 1 000
Suoli argillosi	10 ÷ 20

Valori di resistività specifica (in $\Omega \cdot \text{m}$) di alcuni tipi più comuni di terreni e rocce

Si ricorda che la resistività è l'inverso della conducibilità; quindi, ad esempio, il rame che è un buon conduttore ha una bassa resistività. Il rame è un'eccezione perché quasi tutti i minerali (e le rocce che li contengono) sono poco conducibili e quindi quasi isolanti.

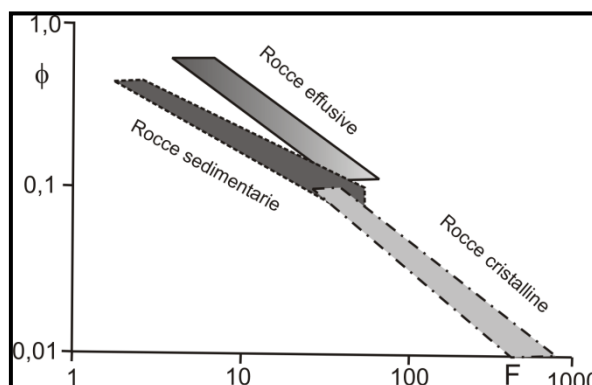
Nelle rocce e nei terreni (buoni isolanti), quando è presente acqua, si ha conduzione elettrolitica della corrente poiché l'acqua che riempie i pori ha sempre una notevole salinità (contenuto in sali disciolti). Esiste una relazione empirica che lega la resistività dell'acqua (ρ_w) a quella della roccia (ρ) e che vale:

$$\rho = F \cdot \rho_w$$

dove F = fattore di formazione che è dato dalla seguente espressione:

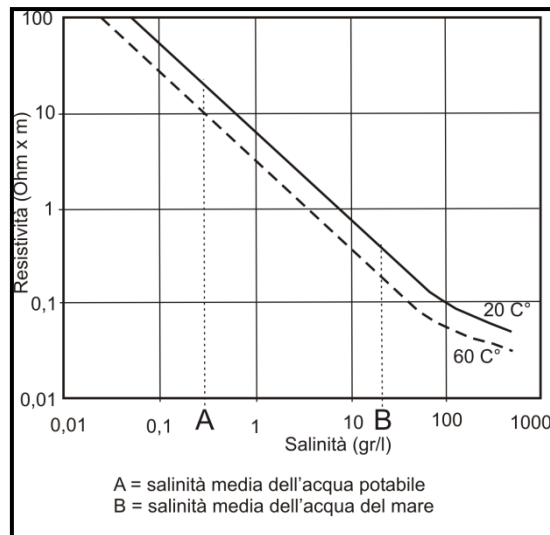
$$F = a (S \cdot \phi)^{-m}$$

dove: ϕ = porosità totale della roccia; S = frazione della porosità totale della roccia occupata dall'acqua; a ed m = parametri che tengono conto della "tortuosità" dei percorsi seguiti dall'acqua nei pori o nelle fratture. Il fattore di formazione è diverso per i diversi tipi di rocce (vedi figura successiva).



Andamento del fattore di formazione (F) con la porosità (ϕ) per vari tipi di rocce.

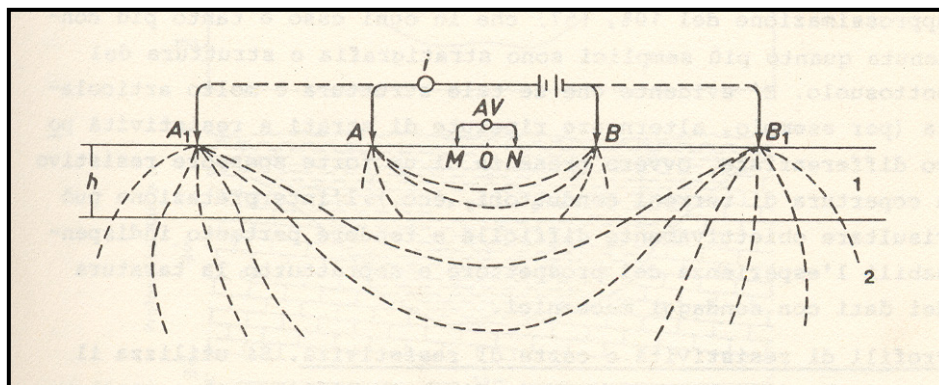
La resistività dipende anche dal contenuto d'acqua nella roccia, nonché dalla salinità e temperatura dell'acqua stessa, dal momento che ρ diminuisce all'aumentare della salinità e della temperatura (vedi figura successiva).



Resistività di una soluzione di cloruro sodico in funzione della sua concentrazione (salinità) e della temperatura a 20 e 60 °C.

E' importante ricordare che nelle argille, a causa della presenza di acqua (peraltro con elevata salinità) contenuta in pori non comunicanti tra loro, la resistività è sempre piuttosto bassa.

Frequentemente in sito l'indagine geoelettrica si esegue mediante il dispositivo quadripolare di **Schlumberger** (vedi figura successiva) o quello di Wenner.



Schema di esecuzione di un sondaggio elettrico con il quadripolo di Schlumberger.

Con il primo dispositivo, si invia corrente elettrica generata da una batteria e di intensità nota (i) agli elettrodi A e B fissati nel terreno. Gli elettrodi consistono di picchetti in acciaio, collegati tra di loro in un circuito ed inseriti nel terreno eventualmente bagnato al fine di aumentarne la conducibilità. Inviando corrente nel terreno, in esso si genera un campo elettrico all'interno del quale è possibile misurare la differenza di potenziale (ΔV) tra due punti. Questi punti sono materializzati da altri due picchetti in acciaio, denominati M ed N, anch'essi collegati in un circuito all'interno del quale vi è

un potenziometro (AV) che misura appunto la differenza di potenziale (ΔV). Inoltre, è nota la configurazione dei 4 elettrodi, cioè la loro distanza relativa rispetto al centro dell'estendimento. Queste distanze sono accorpate in un fattore geometrico (K) che è costante per ogni configurazione geometrica dei 4 elettrodi, adottata in campagna. I valori di K sono già tabellati in funzione delle distanze preassegnate dei 4 elettrodi.

Noti quindi i valori di **densità di corrente** inviata al terreno (i), di **differenza di potenziale** (ΔV) misurata agli elettrodi M ed N e del **fattore** K , si può ricavare la resistività del terreno (ρ_a), dalla formula:

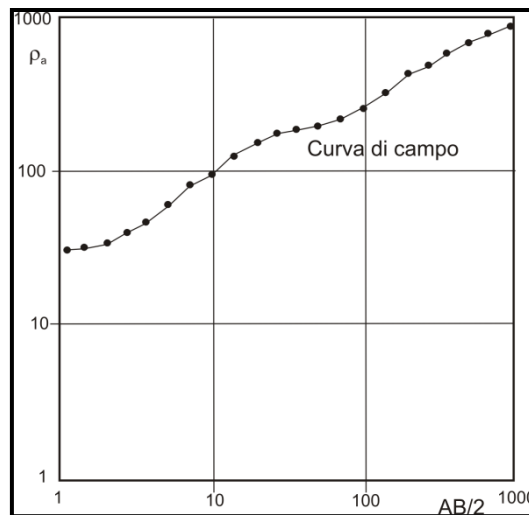
$$\rho_a = (\Delta V/i) * K$$

ρ_a viene definita “resistività apparente” del terreno, poiché essa è frutto dell'interazione tra i diversi valori di resistività dei singoli strati ed inoltre dipende dal diverso contenuto d'acqua che il terreno può assumere nel corso del tempo. In definitiva, la resistività apparente del terreno è relativa ad un dato volume di terreno, a sua volta collegato al valore della distanza tra gli elettrodi di corrente A e B.

Per aumentare la profondità di investigazione, è necessario spostare gli elettrodi di corrente nelle posizioni A1 e B1 (vedi figura); in tal modo la corrente elettrica si approfondisce nel terreno ed è possibile misurare valori di resistività sempre più in profondità.

In tal modo è possibile eseguire “**sondaggi elettrici verticali**” (SEV) con progressivo aumento delle distanze degli elettrodi di corrente A e B dal centro dell'estendimento (O). Si possono realizzare estendimenti lunghi anche diversi chilometri per indagare sempre più in profondità. Anche se non è una regola sempre valida, esiste una relazione di massima tra la distanza degli elettrodi di corrente e la profondità massima di investigazione. Tale relazione pone la profondità di investigazione pari a circa $(AB/4)$ dove AB = distanza tra gli elettrodi di corrente.

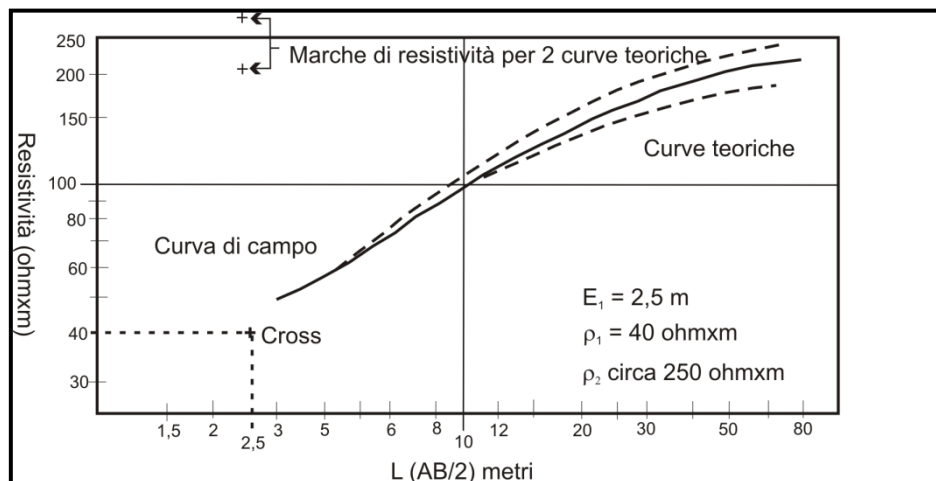
Se ora riportiamo, in diagramma bilogaritmico, la semidistanza degli elettrodi di corrente ($AB/2$) in funzione dei valori di resistività apparente registrati, si ottengono grafici del tipo di quelli riportati in figura successiva.



Esempio di sondaggio elettrico verticale. Sul grafico sono riportati il logaritmo della resistività apparente in funzione del logaritmo della semidistanza elettrodoica AB.

Su questo grafico la curva ottenuta interpolando i valori registrati in campagna, si chiama “**curva di campo**”. La sua interpretazione consente di ricostruire la successione elettrostratigrafica dei terreni presenti nel sottosuolo.

Per l’interpretazione delle curve di campo, occorre far riferimento al metodo della “sovrapposizione” illustrato nella figura successiva.



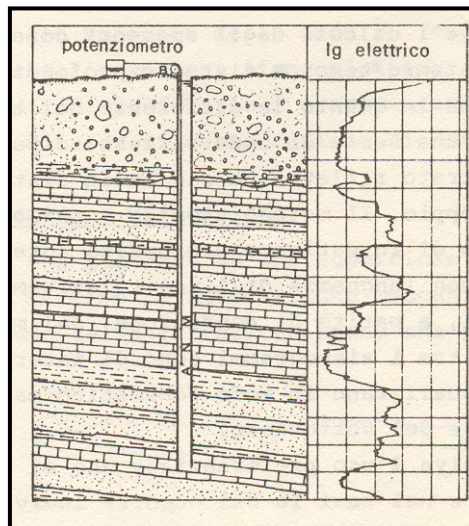
Criterio seguito per l’individuazione del “modello” elettrostratigrafico di sottosuolo al quale i dati di campagna più si avvicinano. Si confronta la curva di campo con curve teoriche. In questo caso la curva di campo si trova a cavallo tra due curve teoriche. Scelto il modello più rispondente, si leggono i valori di resistività e spessore direttamente sul grafico, in corrispondenza di punti prestabiliti (cross e marche di resistività, nel caso illustrato comprese tra 200 e 300 ohm*m)

In questa figura è illustrato il caso di un “modello” a 2 strati, di cui il primo elettrostrato ha $\rho_a = 40$ ohm*m e spessore = 2,5 m ed il secondo strato presenta ρ_a di circa 250 ohm*m e spessore indefinito. Si giunge a questo risultato andando a sovrapporre la curva di campo a delle curve teoriche chiamate “master curves”, a loro volta ricostruite teoricamente per “modelli” predefiniti di sottosuolo (a 2, 3, 4, etc. strati). Quando la curva di campo si approssima maggiormente alle curve teoriche, si sceglie il

modello indicato appunto da tali curve teoriche. Attualmente l'operazione di sovrapposizione viene fatta automaticamente mediante computers.

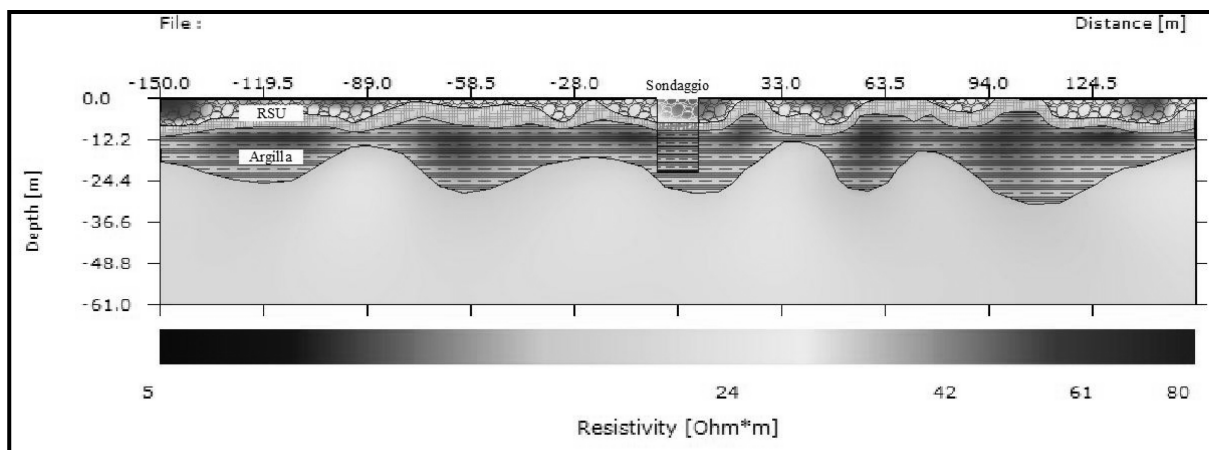
Naturalmente, il metodo illustrato presenta sempre margini di soggettività nell'interpretazione sia degli spessori degli strati che dei loro valori medi di resistività. Proprio per questo, l'indagine geoelettrica, poco costosa e rapida, deve però essere "tarata" sulla base dei risultati di altre indagini. L'indagine geoelettrica si presta bene per la ricerca delle acque sotterranee e per definire, attraverso i valori di resistività, la porosità e la salinità delle acque. E' quindi un metodo molto adoperato in Idrogeologia.

Talora, l'indagine geoelettrica viene eseguita anche in fori di sondaggio calando 1 elettrodo di corrente (A) e i due elettrodi di potenziale (M ed N) nel foro non rivestito e riempito di fango, al fine di garantire il passaggio della corrente elettrica. L'altro elettrodo (B) viene disposto in superficie (vedi figura successiva).

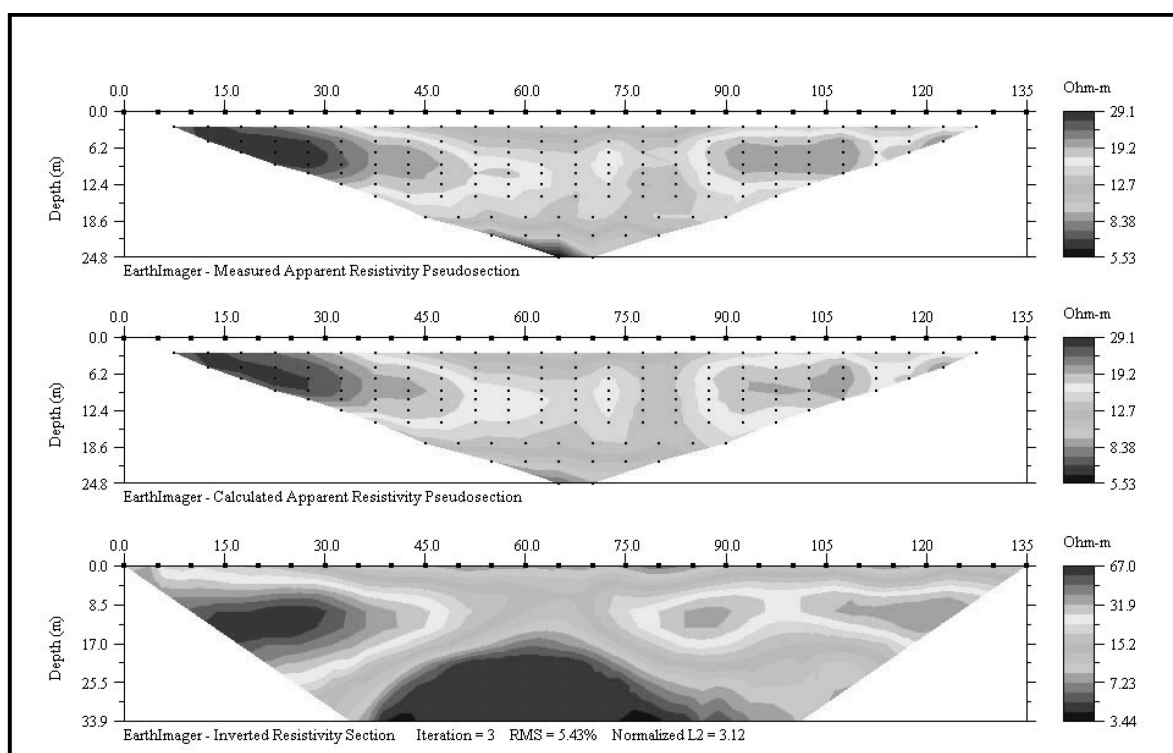


Disposizione degli elettrodi in un foro di sondaggio e diagramma di resistività (log elettrico) ai fini del carotaggio elettrico.

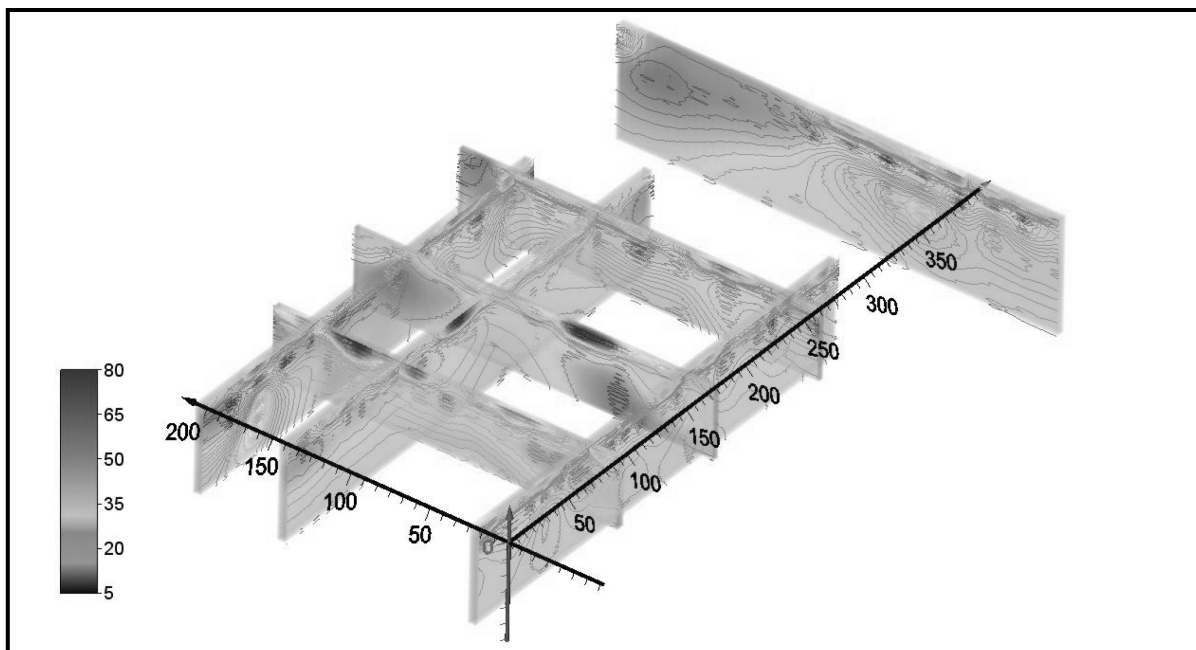
In questo modo, si ottiene un "log" elettrico di resistività molto dettagliato ed è quindi possibile individuare sottili strati di terreno che, normalmente, possono sfuggire anche nel caso di un sondaggio eseguito in maniera molto precisa.



Tomografia Elettrica, eseguita in una discarica ed in cui, grazie ad un sondaggio di taratura, è stato possibile ricostruire gli spessori degli strati superficiali costituiti da normali Rifiuti Solidi Urbani e la profondità raggiunta dallo strato argilloso impermeabilizzante (in grigio).



La **tomografia elettrica** permette di costruire una sezione geoelettrica rappresentante la distribuzione spaziale della resistività. Permette perciò una caratterizzazione non più monodimensionale, come nel caso dei SEV, ma a due dimensioni (2D). Fisicamente viene realizzata affiancando più SEV lungo una traccia d'indagine.



Elaborazione 3 D riguardante una serie di 7 sezioni geoelettriche in una discarica

11.2 INDAGINE GESISMICA

Facendo esplodere una carica di dinamite o imprimendo al terreno una sollecitazione dinamica mediante una massa battente, si generano onde sismiche che si propagano nel terreno e nelle rocce con una velocità che dipende dalla densità e dalle caratteristiche di elasticità dei terreni stessi (vedi figura successiva).

Acqua	1,45
Materiale di frana sciolto e terreno smosso	0,30 ÷ 0,40
Sabbia, ghiaia e loess secchi, suoli alterati superficiali	0,30 ÷ 0,80
Morene, alluvioni e argille attuali	0,80 ÷ 2,20
Argille cenozoiche e scagliose	2,00 ÷ 2,20
Argille arenacee salate (pontiche)	2,20 ÷ 3,50
Arenarie compatte mesozoiche(*)	2,50 ÷ 3,00
Arenarie e scisti paleozoici(*)	3,00 ÷ 5,50
Calcari polverulenti e marne(*)	2,10 ÷ 2,60
Calcari molto marnosi(*)	2,50 ÷ 5,00
Calcari puri e dolomie(*)	4,00 ÷ 6,00
Anidrite e gesso(*)	3,00 ÷ 6,00
Salgemma(*)	4,20 ÷ 7,70
Rocce effusive(*)	3,60 ÷ 6,00
Rocce intrusive acide(*)	4,00 ÷ 6,00
Rocce intrusive basiche(*)	6,00 ÷ 8,00
Gneiss(*)	4,30 ÷ 7,30
Altri scisti cristallini(*)	3,50 ÷ 6,00
Epimetamorfiti	3,00 ÷ 5,00
Catametamorfiti(*)	4,00 ÷ 6,00

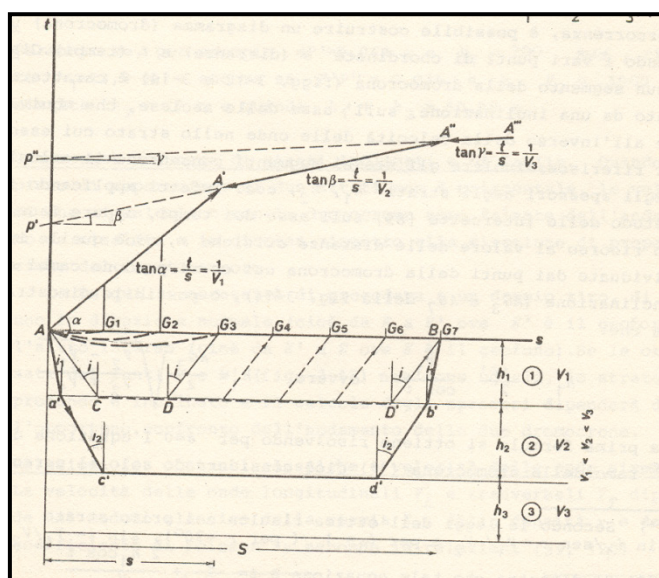
(*) I valori più alti si riferiscono alle rocce più antiche e più profonde.

Valori delle velocità delle onde longitudinali (in km/s) in alcuni tipi di rocce e terreni

Si possono generare sia onde sismiche longitudinali (onde primarie di tipo P) che onde trasversali (onde secondarie di tipo S). Le prime, che si propagano nel terreno sollecitandolo in compressione, hanno velocità maggiore delle seconde che invece si propagano sollecitando i materiali a taglio. Per questo motivo, le onde S non si propagano nei liquidi.

In determinate situazioni strutturali, le onde (P o S) possono essere rifratte e ritornare in superficie, per cui, se sono noti i tempi di percorrenza tra la sorgente sonora e un ricevitore, nonché la distanza tra questi due punti, è possibile calcolare la velocità delle onde medesime in ciascuno strato attraversato e, da questa velocità, risalire anche alle costanti elastiche del mezzo.

Per raggiungere tale fine si utilizza un'apparecchiatura, montata su autocarro o portatile, costituita da una sorgente (esplosivo o massa battente su una piastra metallica) e da una serie di sismografi (**geofoni**) in numero di 6 o 12 o 24 regolarmente allineati ed in grado di registrare il tempo di arrivo delle onde (vedi figura successiva).

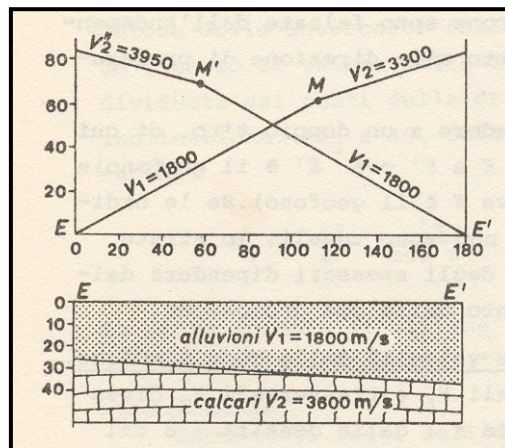


Schema di propagazione dei raggi sismici nel sottosuolo e dromocrona relativa al caso di terreno a 3 strati

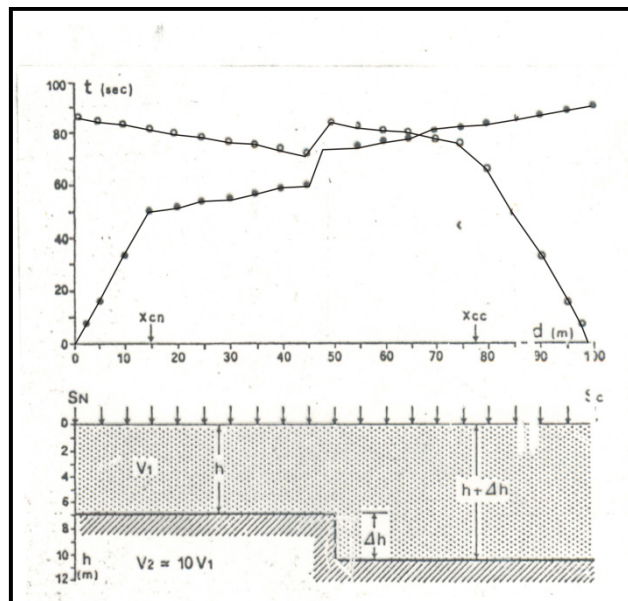
Le onde generate si propagano secondo raggi nel sottosuolo seguendo percorsi diversi: alcune giungono direttamente ai geofoni più vicini (per esempio G_1, G_2, G_3); altre vengono rifratte non appena urtano il piano di separazione fra i due strati 1 e 2 di velocità V_1 e V_2 (con $V_1 < V_2$). Di questi ultimi raggi ve ne sono alcuni che subiscono una riflessione totale, cioè percorrono la superficie di separazione degli strati 1 e 2 ove creano una serie di impulsi che ritornano in superficie in $G_3 - G_4 - G_5 - G_6 - G_7$ secondo una inclinazione uguale all'angolo i .

I raggi che incidono invece sullo stesso piano di contatto con $i_1 < i$ penetrano nello strato 2 secondo un certo angolo di rifrazione e possono ritornare in superficie in G_7 solo in particolari condizioni.

Ne consegue che note le distanze fra punto di scoppio e ciascun geofono, noti gli istanti in cui sono avvenuti gli scoppi e quelli di arrivo delle onde e quindi noti i tempi di percorrenza, è possibile costruire un diagramma (**dromocrona**) unendo i vari punti di coordinate s (distanze) e t (tempi). Ciascun segmento della dromocrona è caratterizzato da una inclinazione, sull'asse delle ascisse, che equivale all'inverso della velocità delle onde nello strato cui esso si riferisce; inoltre gli stessi segmenti consentono il calcolo degli spessori degli strati h_1 h_2 ecc., con una metodologia che utilizza una serie di correlazioni di tipo trigonometrico sulle quali non ci soffermerà in questa sede. Sulla base delle velocità di propagazione delle onde e delle caratteristiche di densità dei materiali, è possibile ricavare anche le principali costanti elastiche “dinamiche” delle rocce investigate. Nel caso in cui si voglia ricostruire l'andamento del contatto tra due strati (se non è orizzontale), si deve ricorrere alla tecnica del doppio tiro, illustrata nelle figure successive.

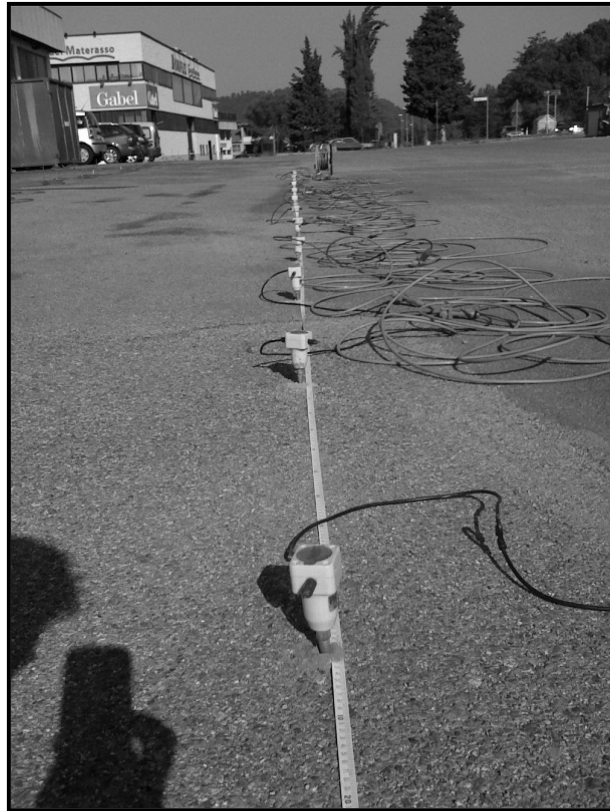


Dromocrone ottenute con il doppio tiro nel caso di terreni con strati inclinati



Dromocrone ottenute con il doppio tiro nel caso di strutture sepolte fagliate (Δh è il rigetto della faglia)

L'indagine sismica a rifrazione, che è quella comunemente adoperata nelle applicazioni di ingegneria, permette quindi: (a) di ricostruire l'andamento morfologico sepolto degli strati; (b) di accertare lo spessore di roccia alterata, superficiale (che avrà naturalmente velocità di propagazioni minori e quindi una minore densità); (c) di risalire alle caratteristiche delle costanti elastiche dinamiche delle rocce; (d) di verificare la riuscita di interventi di consolidamento o miglioramento delle caratteristiche dei terreni e rocce con tecniche di iniezione, ad esempio, di miscele cementizie.



Geofoni sistemati lungo una “base” di misura sismica



Fase di acquisizione dei segnali sismici. In primo piano, la massa battente usata per generare i segnali

11.3 LE INDAGINI DIRETTE (PERFORAZIONI)

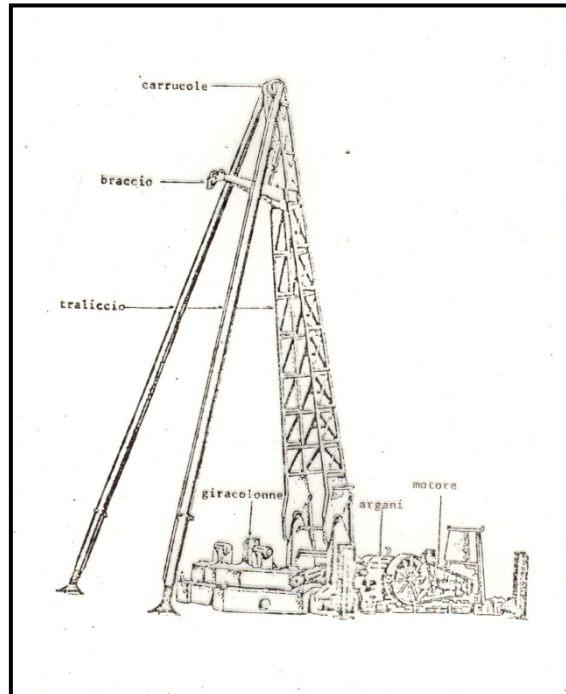
Le perforazioni rappresentano un mezzo di fondamentale importanza, che consente di conoscere in dettaglio la costituzione geologica del sottosuolo, le caratteristiche tecniche delle singole formazioni, il prelievo di campioni disturbati ed indisturbati e l'installazione di apparecchiature per il controllo delle falde, degli spostamenti dei terreni in frana, etc. Altre applicazioni della tecnica delle perforazioni, le ritroviamo nel campo della ricerca e sfruttamento dei giacimenti minerari e nelle coltivazioni delle cave.

Sistemi di perforazione

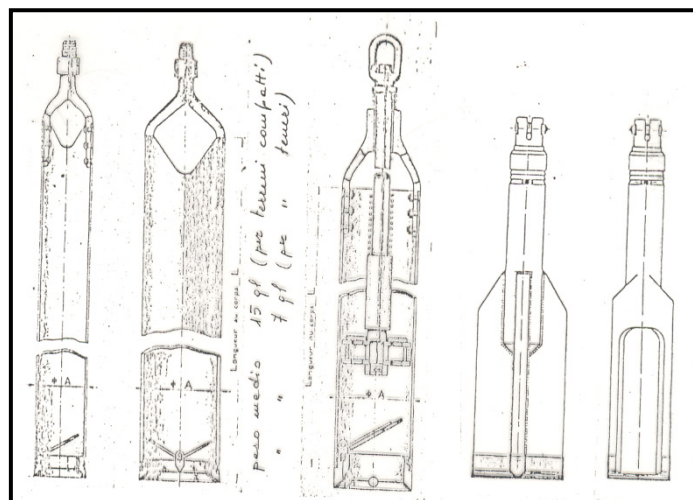
Le moderne tecniche di perforazioni si suddividono in tre tipi: a percussione; a rotazione; mista (rotazione + percussione).

Il **sistema a percussione** è particolarmente adatto per l'attraversamento di depositi alluvionali e di copertura (rocce incoerenti), ma è utilizzato con successo anche in rocce lapidee, sebbene con velocità d'avanzamento notevolmente bassa e, dunque, poco conveniente. Schematicamente, l'attrezzatura consiste di un attrezzo cilindrico(**cucchiaia**), del peso di circa 7 – 15 quintali sollevato mediante un argano e lasciato cadere sul fondo del foro. La cucchiaia è aperta al fondo e dotata al suo interno di una valvola che si apre verso l'interno in modo da far entrare ma non uscire il materiale frantumato. Quando il cilindro è pieno viene recuperato, capovolto e vuotato. Il materiale estratto con questo sistema, molto triturato e caotico, si presta male per la ricostruzione della stratigrafia (vedi figure successive).

Mano a mano che la perforazione avanza, occorre rivestire le pareti del foro che altrimenti franerebbero. A tale scopo si utilizza una tubazione metallica che viene inserita e manovrata nel terreno mediante un apparecchio chiamato “giracolonne”.



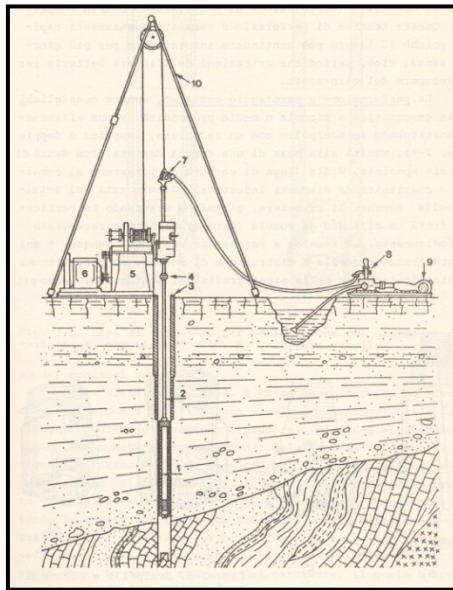
Attrezzatura utilizzata per sondaggi a percussione



Diversi tipi di cucchiaini (detta anche curetta) per il prelievo del terreno o per la frantumazione della roccia

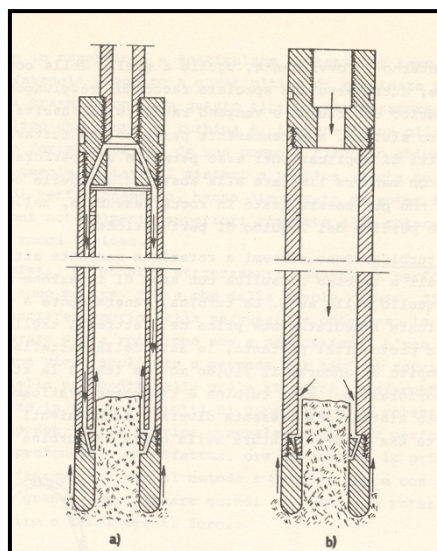
Il **sistema a rotazione** è adatto per tutti i lavori di esplorazione del sottosuolo e per lavori specialistici (consolidamento, impermeabilizzazione, prove d'acqua, ecc.). Le attrezzature impiegate, più o meno complesse, imprimono all'attrezzo di perforazione un moto rotatorio agendo su aste cave, quadre o

cilindriche, avvitate in serie man mano che la perforazione si approfondisce. Il moto viene impresso alla batteria di aste, in alcuni casi, da una tavola rotaria (vedi figura successiva).



Attrezzatura per sondaggi a rotazione, con circolazione diretta di fluido. L'acqua pompata attraverso le aste raggiunge il carotiere, lo raffredda e risale nell'intercapedine tra carotiere e parete del foro, trasportando in superficie anche i detriti eventuali.

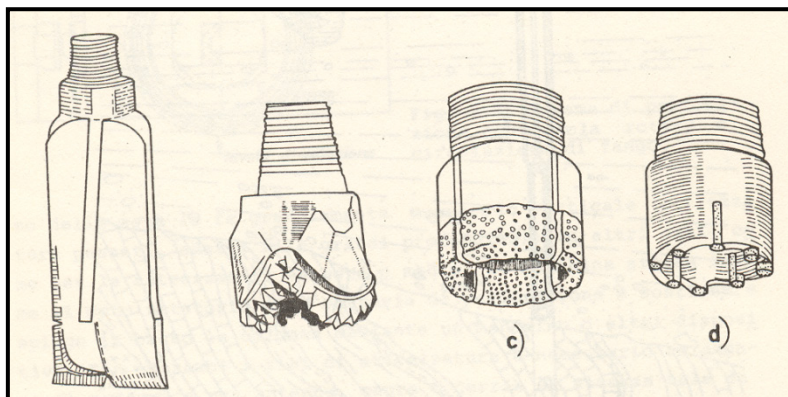
Per consentire la ricostruzione della stratigrafia del sottosuolo, è necessaria una campionatura o **carotaggio** il più possibile completo e indisturbato. Per ottenere ciò, occorre utilizzare a un **carotiere** (vedi figura successiva), di tipo diverso a seconda della tenacità del materiale impegnato, attrezzo in grado di prelevare un nucleo poco disturbato di roccia (**carota**) di lunghezza variabile a seconda del tipo di attrezzo. Una volta che il carotiere è pieno per tutta la sua lunghezza, le carote vengono estratte e disposte in cassettiere, per la successiva analisi stratigrafica.



Carotieri per perforazioni a rotazione. (a) carotiere doppio; (b) carotiere semplice.

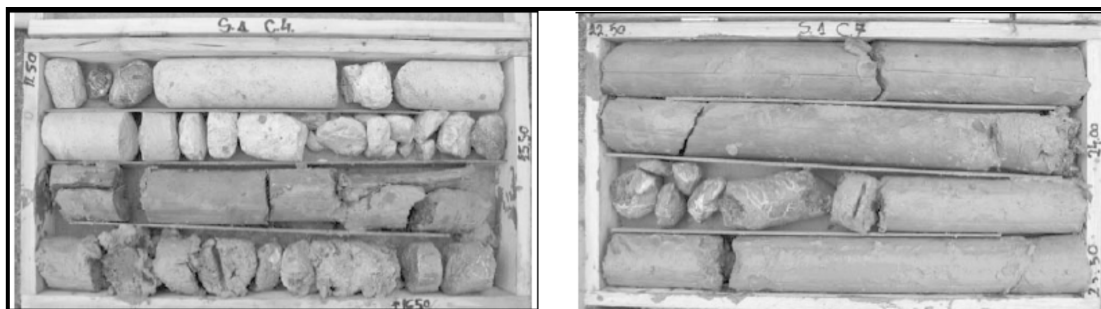
Le perforazioni a percussione e rotazione possono essere eseguite mediante la circolazione di fluidi di raffreddamento e lubrificazione dell'attrezzo tagliente (acqua, fango bentonitico, aria) e per facilitare il recupero dei detriti. Una pompa immette, attraverso una testa d'iniezione, acqua o fango attraverso le aste, sino al fondo del foro in corso d'opera: il fluido risale attraverso il foro stesso, trascinando in superficie i detriti, e va a scaricarsi in un'apposita vasca (**circolazione diretta**).

Le tecniche di perforazione variano a seconda del tipo di campionatura desiderata, della profondità che si vuole raggiungere e, ovviamente, a seconda del tipo di attrezzatura. Per sondaggi a grande profondità (per ricerche di falde idriche profonde, ricerche di idrocarburi, ecc.) si usa spesso la perforazione a **distruzione di nucleo**: l'attrezzo tagliente, uno scalpello a punta piana o un trapano a cono dentati (vedi figura successiva), ruotando intorno al proprio asse, frantuma la roccia, i cui detriti vengono asportati con il sistema idraulico già descritto (circolazione di acqua, fango o aria compressa).



Diversi tipi di corone diamantate. (a) e (b) per sondaggi a distruzione di nucleo; (c) e (d) per sondaggi a carotaggio

La perforazione a **carotaggio continuo**, invece, sempre consigliabile in geognostica a piccola o media profondità, viene effettuata sostituendo lo scalpello con un carotiere, semplice o doppio, munito alla base di una corona dentata, con denti di acciaio speciale (Widia: lega di carburo di tungsteno) o costituiti da diamanti industriali incorporati nel metallo della corona. Il carotiere, girando e avanzando in verticale, fresa un cilindro di roccia (carota) che viene recuperato periodicamente.



Cassettiere contenenti il prodotto del carotaggio. I terreni si prelevano, di solito, sotto forma di carote, di frammenti con dimensioni variabili e di sabbia o ghiaia. Ciò dipende dall'azione di disturbo della perforazione, dall'aver usato o meno il doppio carotiere e dalla natura dei terreni e rocce attraversate.

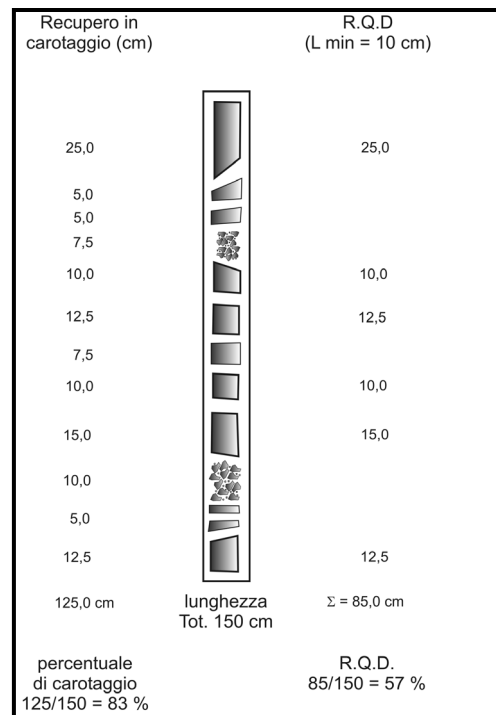
Nella cassetta di destra le carote più lunghe sono di argilla, mentre quelle nelle scansie più alte della cassetta di sinistra sono di calcare.

Una volta terminata la perforazione, occorre effettuare la descrizione stratigrafica del sondaggio analizzando le cassette contenenti il prodotto del carotaggio ed annotando le profondità di rinvenimento dei diversi terreni, la quota dell'eventuale falda ed altri dati (stratigrafici e non) che si dovessero rendere disponibili.

Per la descrizione della stratigrafia si può usare un criterio di tipo **geotecnico** o di tipo **formazionale**. Il primo si limita alla descrizione delle caratteristiche granulometriche, di addensamento (per le sabbie) o di consistenza (per i limi e le argille) dei terreni attraversati; il secondo all'individuazione dell'unità geologica di appartenenza dei terreni. Una buona descrizione stratigrafica deve contenere entrambe le informazioni. Basti per tutti, il seguente esempio! Spesso le dolomie, essendo rocce a comportamento fragile con intensa fratturazione, quando vengono perforate si prelevano sotto forma di sabbie o ghiaie. Una descrizione solo geotecnica può generare dubbi di attribuzione (il materiale potrebbe essere erroneamente attribuito, ad esempio, a depositi sabbioso – ghiaioso alluvionali), mentre una descrizione solo formazionale potrebbe indurre all'erronea convinzione che il materiale in sito si presenti sotto forma di roccia lapidea, poco fratturata.

Per questo e per altri motivi, è opportuno riportare sempre i valori di **percentuale di carotaggio** e, se del caso, anche di **R.Q.D.**

La percentuale di carotaggio si definisce come il rapporto percentuale tra la lunghezza totale delle carote estratte da un sondaggio e la lunghezza del tratto perforato (vedi esempio successiva). L'R.Q.D. (Rock Quality Designation) si definisce invece come il rapporto percentuale tra la sommatoria delle lunghezze di carote estratte eguali o superiori a 10 cm ed il tratto perforato (vedi esempio successivo).



Se, ad esempio, sono stati perforati 150 cm di sondaggio e la lunghezza di tutte le carote e tratti di frammenti campionati è pari a 125 cm, la percentuale di carotaggio è dell'83%. L'RQD, invece, è dato dalla sommatoria delle lunghezze di carote pari o superiori a 10 cm, diviso il tratto perforato (150 cm). Si assume il valore $L = 10 \text{ cm}$ per convenzione, poiché gli anglosassoni usano, quale diametro di perforazione standard quello NX (diametro della carota 54 mm). Per diametri diversi da quello NX, a rigore, varrebbe la seguente relazione: $L < 2 \phi$, essendo ϕ il diametro della carota.

La percentuale di carotaggio e l'RQD forniscono una stima del grado di fratturazione delle rocce attraversate dalla perforazione. La percentuale di carotaggio consente anche di effettuare controlli sul buon andamento dei lavori di perforazione, poiché a volte, per far sì che le Imprese di perforazione eseguano un buon lavoro, si può pattuire che le stesse vengano pagate in base alla percentuale di carote estratte dal sondaggio. L'RQD, invece, fornisce un giudizio sulla "qualità" delle rocce lapidee e soprattutto sul loro grado di fratturazione in posto. Esiste, a tal riguardo, una classificazione (classifica di Deere) della qualità della roccia basata sull'RQD (vedi tabella seguente):

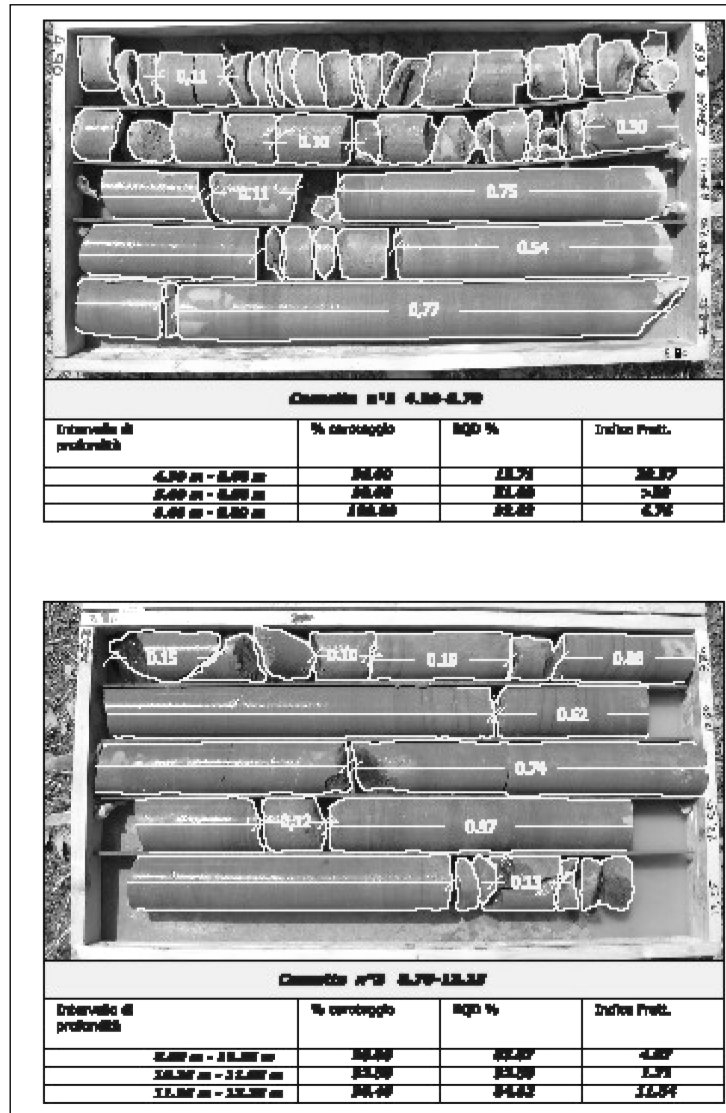
Rock Quality Designation (RQD)	Descrizione della qualità della roccia
0 – 25 %	molto scadente
25 – 50 %	Scadente
50 – 75 %	Discreta
75 – 90 %	Buona
90 – 100 %	Eccellente

Il parametro RQD è utilizzato in alcune classificazioni geomeccaniche degli ammassi rocciosi, finalizzate allo scavo di gallerie, di grandi cavità sotterranee, allo studio della stabilità di scarpate in roccia.

Inoltre, l'RQD si correla ad un parametro molto importante nello studio della fratturazione delle rocce, definito "numero di giunti per famiglia" (J_v) che rappresenta il numero di fratture, appartenenti ad un dato sistema, contenuto in 1 metro cubo di roccia ($\text{giunti} \cdot \text{m}^3$). La relazione che lega l'RQD a J_v è la seguente:

$$RQD = 115 - 3,3J_v$$

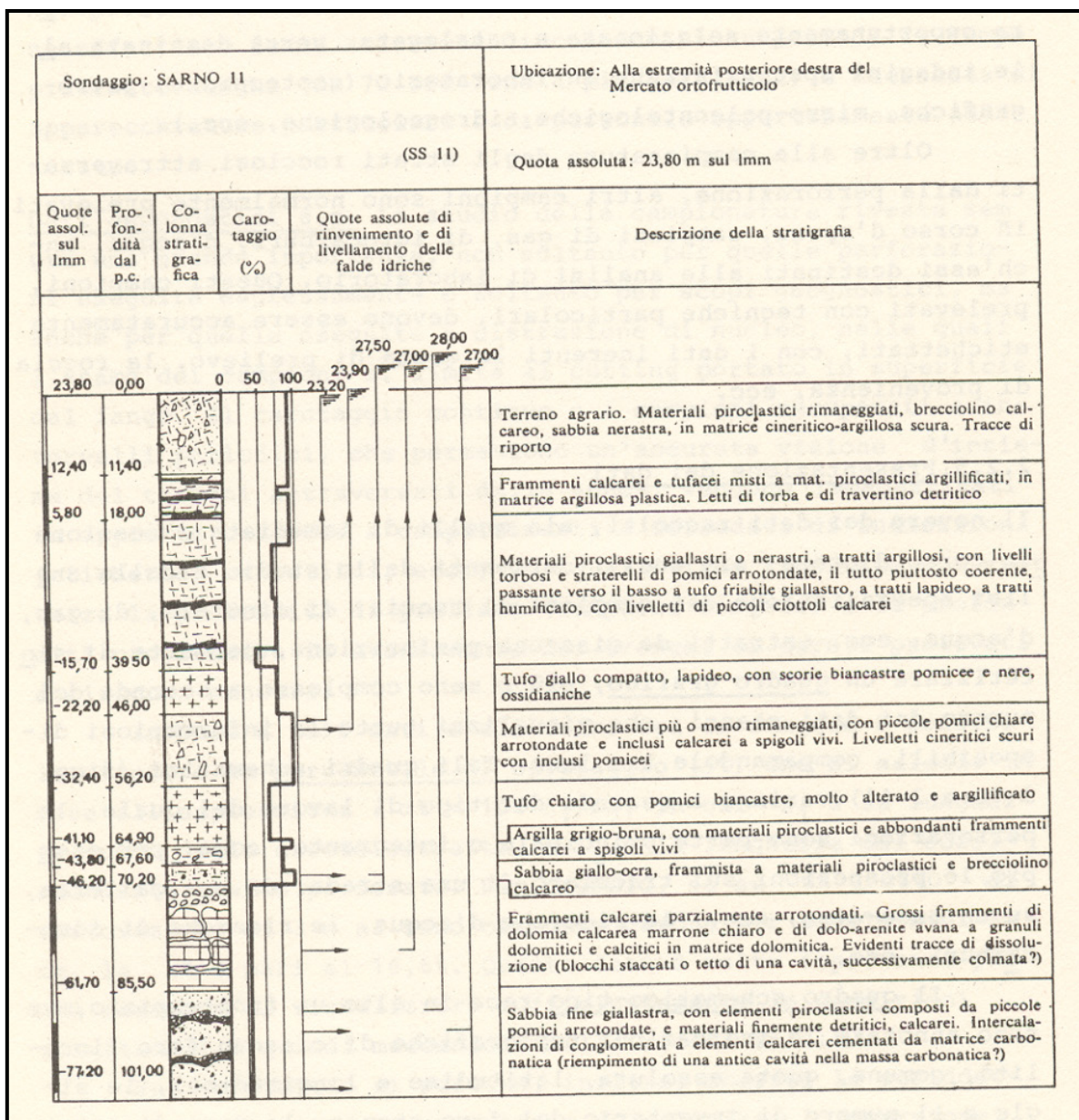
Anche il parametro J_v si utilizza in alcune classificazioni geomeccaniche di largo impiego nella pratica ingegneristica applicata agli ammassi rocciosi.



Cassette contenenti carote estratte da un sondaggio. Sono evidenziate le lunghezze delle carote per il calcolo dell'RQD

Prospetti stratigrafici e correlazioni di dati di sondaggi

Le descrizioni stratigrafiche desunte dai campioni prelevati nel corso dei sondaggi, vengono organizzate in modo tale da permettere l'allestimento di “quadri grafici” per la presentazione opportuna dei dati (vedi figura successiva).



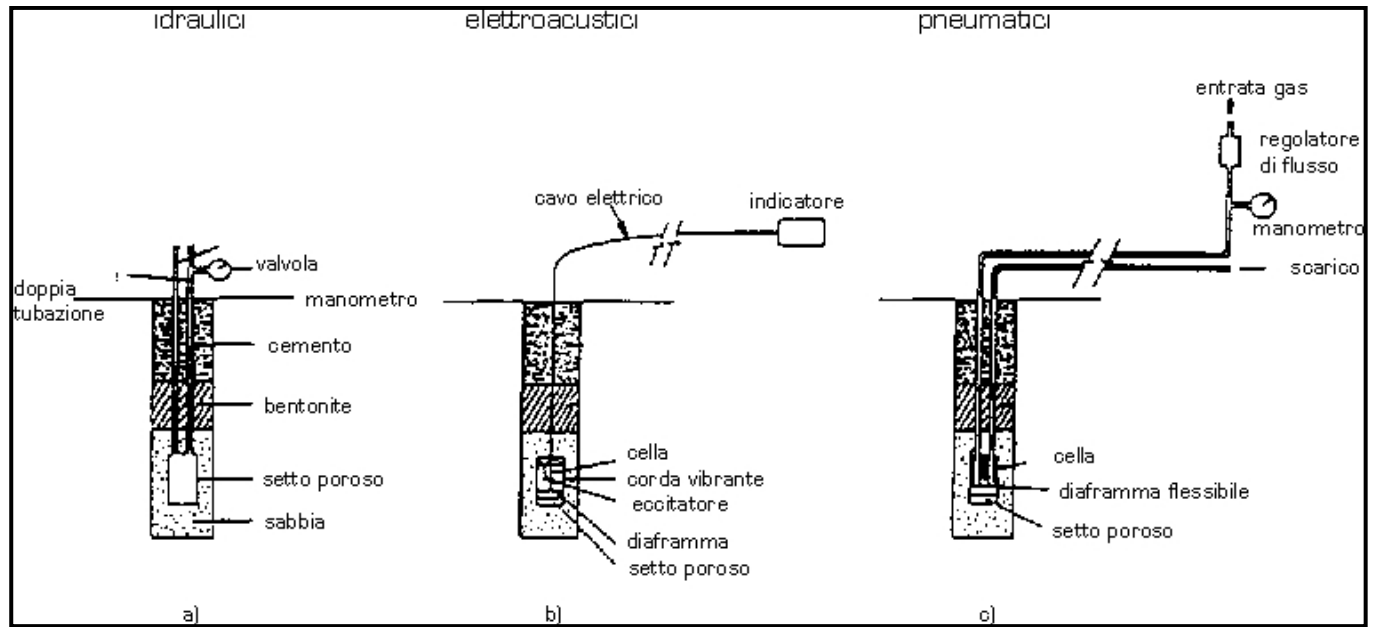
Esempio di quadro grafico per la rappresentazione dei dati desunti da un sondaggio

Su tale quadro, in opportuna scala, occorre riportare tutti i dati salienti della perforazione quali: diametri di perforazione, ubicazione del sondaggio, profondità di rinvenimento dei vari orizzonti stratigrafici, percentuali di carotaggio, quote di rinvenimento e livellamento delle falde idriche, quote di prelievo di campioni indisturbati, etc.

Infine, i dati stratigrafici di più sondaggi, con riferimento allo scopo per i quali le perforazioni sono state realizzate, vengono di solito riportati su sezioni topografiche e opportunamente correlati in modo da fornire vere e proprie sezioni geologiche dettagliate. Spesso i dati geologici sono integrati e completati sulla base di quelli forniti dalle indagini geofisiche.

Piezometri

Il piezometro è costituito da un cilindro rivestito di un setto poroso avente permeabilità prestabilita e da un sensore per misurare la pressione dell'acqua che va a riempire la cavità. Viene inserito in una porzione di foro riempita di sabbia e isolata dal tratto restante mediante bentonite. Esistono diversi tipi di piezometri.



Schema dei principali tipi di piezometri: a) idraulici; b) elettroacustici; c) pneumatici.

Freatimetri.

Apposite apparecchiature adatte a misurare unicamente il livello dell'acqua all'interno di un foro di sondaggio e non la pressione interstiziale.



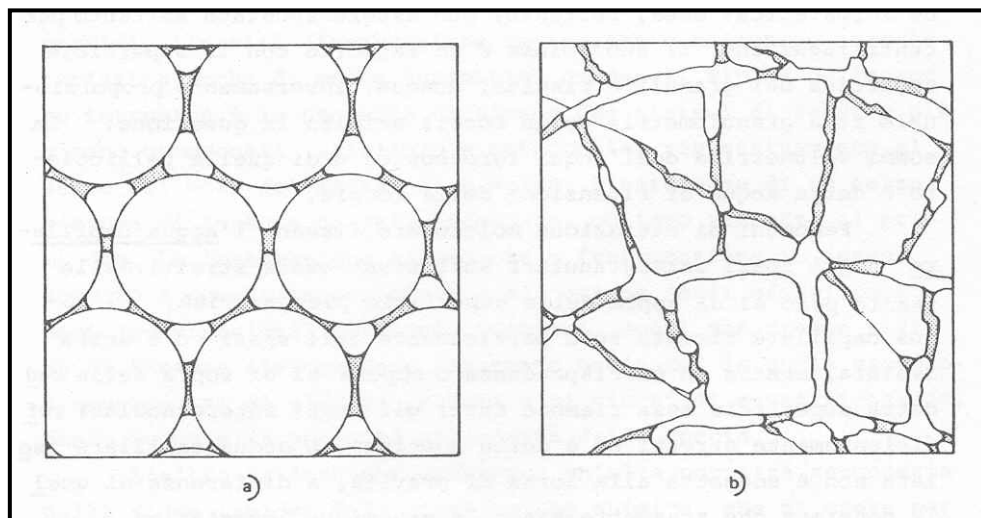
La sonda metallica contiene due cavi elettrici nei quali passa della corrente. Quanto i due cavi, che sono scoperti, toccano l'acqua nel foro si chiude il circuito elettrico e la corrente accende una lampadina o aziona un cicalino acustico che segnala la presenza della falda. La profondità della falda viene misurata mediante la fettuccia metrica.

12.IDROGEOLOGIA

Generalità

L'idrogeologia si occupa dello studio della circolazione delle acque nel sottosuolo, dei metodi di captazione e sfruttamento delle stesse e della protezione di questa importante risorsa naturale dall'inquinamento.

Il percorso delle acque sotterranee è generalmente condizionato dall'assetto litologico e tettonico dei terreni e delle rocce interessate. Esse non circolano in “canali” o “fiumi” sotterranei (come qualcuno erroneamente crede), ma saturano i pori dei terreni o riempiono le fratture delle rocce (vedi figura seguente). Le porzioni di terreni o rocce sature di acque, costituiscono gli “acquiferi” entro i quali le acque stesse possono trovarsi in stato di quiete o in movimento. La zona in cui circola l'acqua si chiama “falda” che è delimitata, verso l'alto, dalla “superficie piezometrica (o livello piezometrico)”. La falda idrica è sostenuta, verso il basso, da un “substrato impermeabile”, mentre, verso l'alto, passa alla “zona non satura” che, a sua volta, si suddivide (dal basso verso l'alto) in:



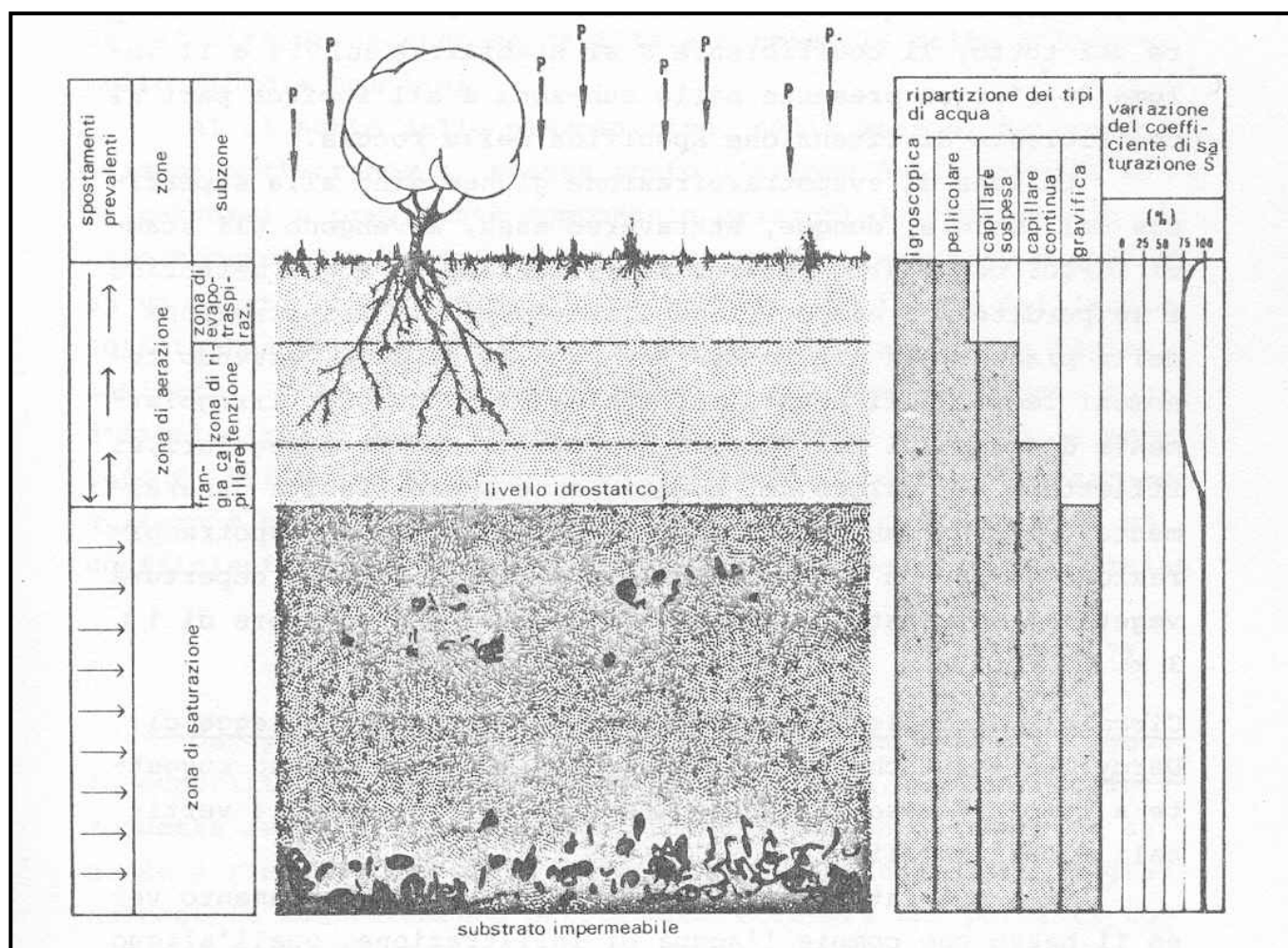
Distribuzione dei vari tipi di acqua sotterranea: a) in un terreno poroso; b) in una roccia fratturata.

- a) “frangia capillare” che è caratterizzata dalla presenza di acqua che risale dalla falda per effetto di capillarità, essendo lo spessore di tale frangia inversamente proporzionale alla granulometria della roccia;
- b) “zona di transizione” ove l'acqua transita verso il basso in dipendenza della maggiore o minore permeabilità del mezzo;
- c) “zona di evapotraspirazione” ove l'acqua è soggetta all'assorbimento da parte degli apparati radicali della vegetazione e ritorna in atmosfera a causa dell'evaporazione e della traspirazione

delle piante. Lo spessore di tale zona di evapotraspirazione, dipende dal tipo di clima e dal tipo di copertura vegetale presente.

Nelle precedenti tre zone e nella falda, la ripartizione dei diversi tipi di acque è la seguente (vedi figura seguente):

- acqua igroscopica: costituisce il sottile film di molecole d'acqua a stretto contatto con i granelli del suolo e che si può rimuovere dal terreno solo per essiccamento a 105°C per 24 - 48 ore;
- acqua pellicolare: è trattenuta dal suolo, per mezzo delle forze di attrazione molecolare e forma una pellicola intorno alle particelle solide ed all'acqua igroscopica del suolo;
- acqua capillare: legata ai granelli di terreno e che risale per capillarità nei meati; l'ascensione capillare è importante nei limi ed è pressoché trascurabile nelle ghiaie.



Distribuzione in zone d'umidità dell'acqua nel terreno.

L'acqua igroscopica e quella pellicolare sono dette "acque di ritenzione" perché fortemente trattenute dalle particelle di terreno; esse possono essere allontanate solo mediante calcinazione (a temperature superiori a 105°C) o centrifugazione. Le acque capillare e "gravifica" (vedi dopo), sono invece dette "libere" perché risalgono nei meati per azione di forze di adesione o si muovono per effetto della

gravità. In questo secondo caso vengono dette appunto “gravifiche” e sono quelle tecnicamente sfruttabili mediante pozzi o captazioni di sorgenti.

Legata al concetto di acque gravifiche vi è un’importante grandezza idrogeologica definita “**porosità utile**” (n_u), che è data dalla seguente espressione:

$$n_u = (V_u / V_t) \times 100 \quad (1)$$

dove V_u è il volume di acqua liberabile per gravità da un prisma di volume unitario di campione di terreno saturo e V_t è il volume totale del campione di terreno.

Si ricorda, ancora, che la “porosità totale” (n_t) di una roccia è definita, invece, dal rapporto percentuale:

$$n_t = (V_p / V_t) \times 100 \quad (2)$$

dove V_p è il volume dei soli pori della roccia, mentre V_t è il volume totale del campione di terreno.

La differenza tra porosità totale e porosità utile, definisce il “coefficiente di ritenzione” della roccia, dato da:

$$n_r = n_t - n_u \quad (3)$$

tale coefficiente di ritenzione è quindi il volume d’acqua gravifica liberato da un prisma di volume unitario di terreno, per abbassamento unitario della superficie piezometrica.

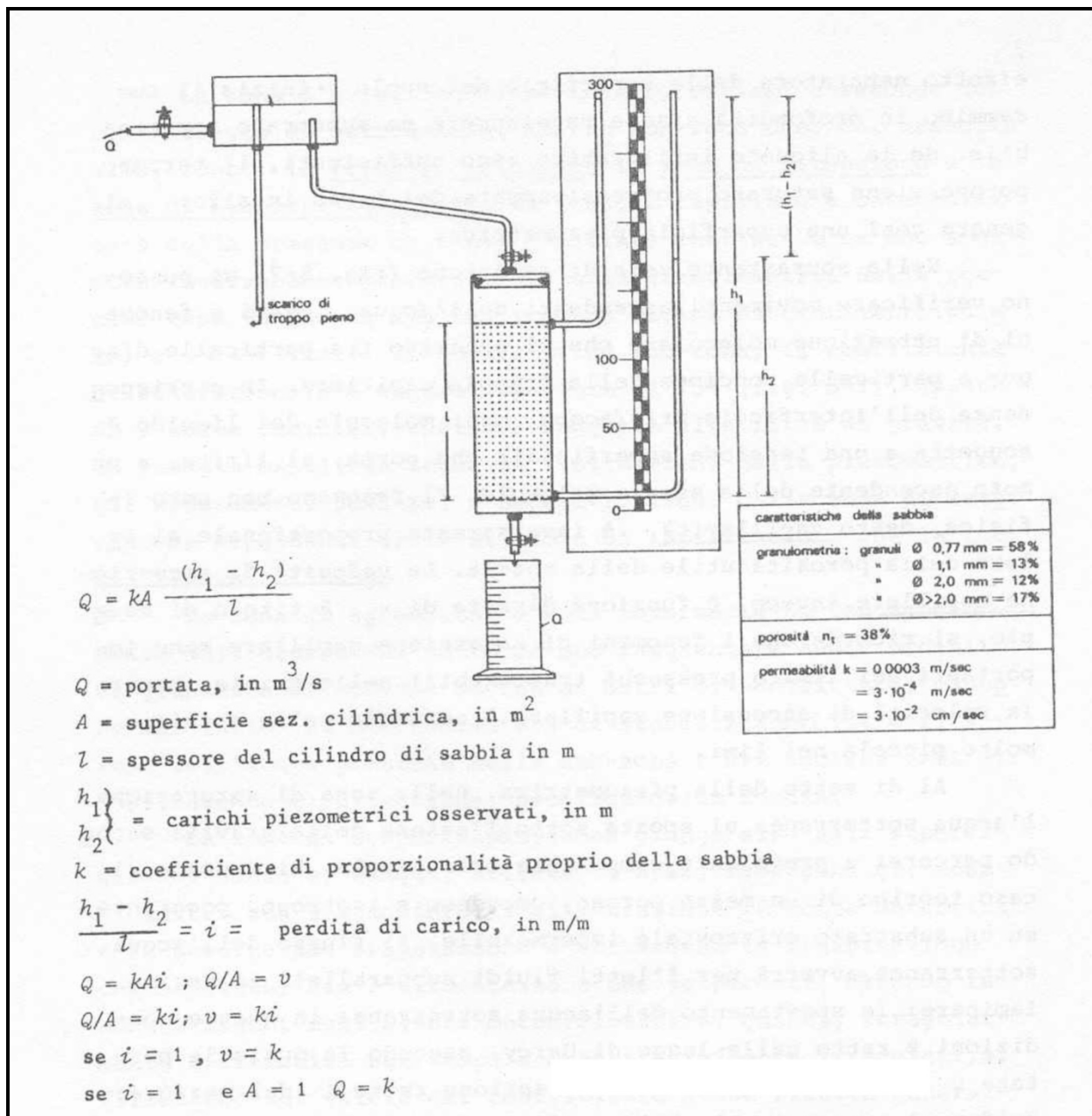
12.1 LA LEGGE DI DARCY

Al di sotto della superficie piezometrica, nella zona di saturazione, l’acqua sotterranea si sposta sotto l’azione della gravità secondo percorsi a prevalente componente orizzontale. In un mezzo *poroso, omogeneo e isotropo* (caso teorico), poggiante su un substrato orizzontale impermeabile, il flusso dell’acqua sotterranea avverrà per filetti fluidi subparalleli: lo spostamento dell’acqua sotterranea in queste condizioni è retto dalla “Legge di Darcy”.

Secondo tale legge, la portata (Q) defluente attraverso una sezione retta (A) del mezzo acquifero è proporzionale alla perdita di carico (i), secondo un coefficiente di permeabilità (K) che è legato alla natura del mezzo poroso stesso:

$$Q = A K i \quad (4)$$

Darcy si servì di un apparato sperimentale simile a quello descritto nella figura seguente per dimostrare la validità della suddetta relazione: si tratta in effetti di un cilindro di sezione (A) riempito per un certo spessore (l) di una sabbia a granulometria accuratamente dosata, onde ottenere una porosità totale (n_t) del 38 %. Lungo un lato del cilindro di sabbia, in corrispondenza della parte alta e di quella bassa, sono presenti due tubi piezometrici, a loro volta fissati ai lati di una scala metrica. L’immissione dell’acqua nel cilindro, proveniente da un serbatoio posto a monte, e la sua fuoriuscita dalla base del cilindro di vetro, sono regolate da due rubinetti. Immettendo acqua nel cilindro e



Apparecchiatura utilizzata per dimostrare la legge di Darcy.

regolando opportunamente la sua fuoriuscita mediante i rubinetti fino a creare una condizione di cosiddetto “flusso stazionario” (la velocità del fluido rimane costante nel tempo) a portata costante, si osserverà una differenza di altezza piezometrica ($h_1 - h_2$) leggibile sulla scala metrica: ciò significa che il passaggio attraverso lo spessore (l) della sabbia avrà causato all'acqua una perdita di carico (i):

$$i = (h_1 - h_2) / l \quad (5)$$

Tale perdita di carico misura la quantità d'energia spesa dall'acqua per superare le resistenze offerte dalla sabbia, al suo attraversamento.

La portata Q , misurata all'uscita dal cilindro, nell'unità di tempo, soddisferà la (4), che può anche essere scritta:

$$Q/A = K i \quad (6)$$

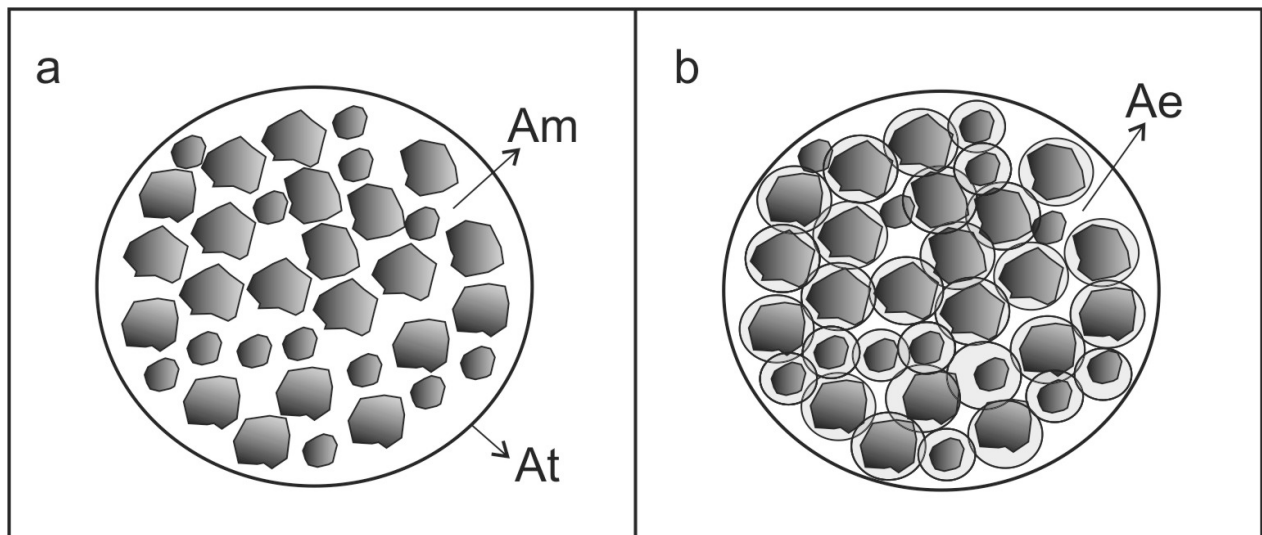
In effetti Q/A rappresenta la velocità di deflusso (v) dell'acqua attraverso il mezzo roccioso; ossia:

$$v = K i \quad (7)$$

cioè, la velocità di deflusso risulta proporzionale al gradiente idraulico o perdita di carico i . Ma la velocità espressa dalla (7) si riferisce a una sezione teorica, funzione della porosità totale n_t , cioè del volume totale dei vuoti della sezione retta. Ma, poichè l'acqua gravifica può utilizzare, per il suo spostamento, soltanto gli spazi tra i granelli lasciati liberi dall'acqua di ritenzione, bisogna ammettere che la sezione di deflusso effettivamente disponibile (A) è funzione non già di n_t ma della porosità utile n_u . Pertanto, la velocità di deflusso reale v_r viene espressa dalla relazione:

$$v_r = v / n_u \quad (8)$$

Poiché l'acqua nel campione di sabbia circola solo attraverso i vuoti presenti tra granello e granello, la percolazione si sviluppa attraverso sezioni più ridotte di quella reale (A_m), rappresentata dalla sezione trasversale del cilindro (vedi figura seguente); in altre parole, l'acqua circolerà solo in quella frazione di area trasversale del cilindro non occupata da granelli e dalla relativa acqua di ritenzione (A_e).



La figura (a) rappresenta una sezione trasversale del cilindro di vetro di area (A_t); entro questa sezione vi sono i granelli di sabbia e pertanto l'area effettiva dei soli vuoti si riduce ad (A_m). Nella figura (b) è rappresentata anche l'acqua di ritenzione che si lega ai granelli della sabbia e che, naturalmente, non può muoversi in quanto obbligata da forze di adesione. Pertanto, l'area effettiva disponibile per il passaggio dell'acqua, al netto dello spazio occupato dall'acqua di ritenzione, diventerà (A_e).

Pertanto, riducendosi la sezione effettiva di percolazione, a causa dell'acqua che si lega ai granelli (acqua di ritenzione), la velocità di percolazione aumenterà. Ora, tenuto conto dei concetti di porosità totale (n_t) e porosità utile (n_u), prima espressi, si avrà:

$$A_m = A_t * n_t \quad (9)$$

e

$$A_e = A_t * n_u \quad (10)$$

Quindi dovremo distinguere una velocità reale media (v_m) che tiene conto della presenza dei granelli di sabbia nella sezione trasversale del cilindro da una velocità reale effettiva (v_e) che tiene conto della ulteriore riduzione di area di percolazione per effetto della presenza dell'acqua di ritenzione. Pertanto, in base alla legge di Darcy, si avrà:

$$v_m = Q / (A_t * n_t) = (K i / n_t) = v / n_t \quad (11)$$

e

$$v_e = Q / (A_t * n_u) = (K i / n_u) = v / n_u \quad (12)$$

Esempio:

Si supponga una portata in uscita dal cilindro pari a 1080 m³/h (cioè 0,3 m³/s). La sabbia che riempie il cilindro è caratterizzata da una porosità totale (n_t) pari a 40 % ed una porosità utile (n_u) = 10 %. Il cilindro ha una sezione trasversale di area pari ad $A_t = 300$ m². Per la legge di Darcy, la velocità teorica sarà quindi pari a $v = 0,3/300 = 1 \times 10^{-3}$ m/s = 0,1 cm/s; la velocità reale media sarà $v_m = 0,3/(300 \times 0,4) = 2,5 \times 10^{-3}$ m/s = 0,25 cm/s; la velocità reale effettiva sarà, infine, $v_e = 0,3/(300 \times 0,1) = 1 \times 10^{-2}$ m/s = 1 cm/s.

La legge di Darcy ha dei limiti di validità ben precisi: essa non è più valida quando il mezzo poroso è composto da materiali a grana tanto fine e le perdite di carico sono tanto elevate che l'acqua non riesce a vincere le resistenze d'attrito, generandosi in tal modo una condizione di deflusso nullo (terreno impermeabile). Per contro, in meati di grande diametro (fessure e condotti carsici, per esempio) il moto dell'acqua non avviene più in regime laminare ma, piuttosto, in regime turbolento o misto (laminare e turbolento). In questo caso, e per portate e perdite di carico non troppo grandi, la (4) deve essere sostituita dalla

$$Q = A K \sqrt{i} \quad (13)$$

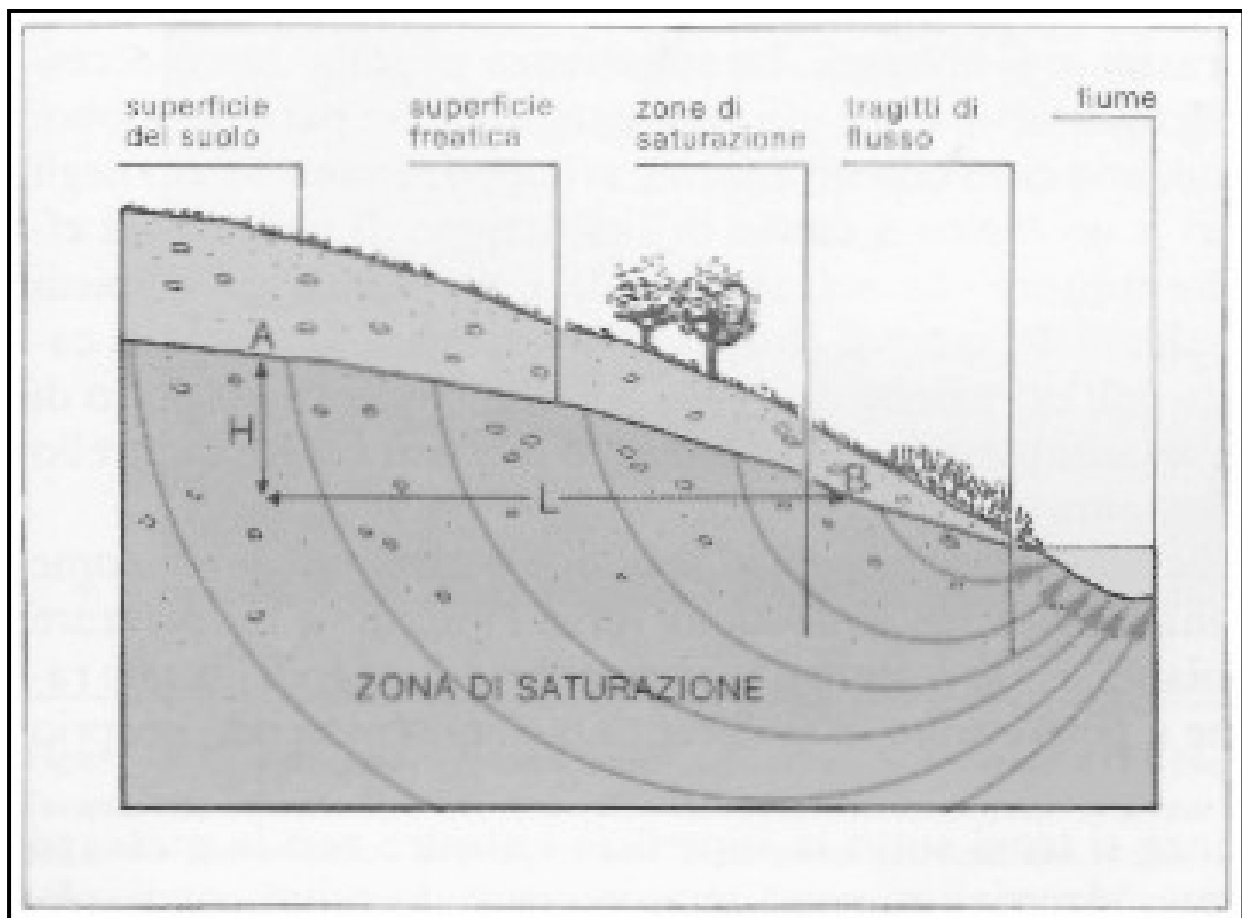
Infine, ricordiamo che la teoria impone un mezzo omogeneo e isotropo, cosa che nella realtà pratica non si verifica mai. Ma, in effetti, si può non tener conto di questa limitazione teorica, poichè i risultati sono sufficientemente approssimati da soddisfare le esigenze scientifiche e tecniche.

Ricordiamo ancora che nella (4) K è il coefficiente di permeabilità che è una costante che dipende dalla granulometria del terreno o dalla natura della roccia e non dalla porosità in quanto, al ridursi

della dimensione dei vuoti tra i granelli, più acqua si lega alla frazione solida del terreno (aumenta l'acqua di ritenzione). Dalla legge di Darcy, risulta ancora che K è inversamente proporzionale alla perdita di carico (i), ossia:

$$K = v * (l / h_1 - h_2) \quad (14)$$

Ricordiamo ancora che la permeabilità è la proprietà che hanno i terreni di lasciarsi attraversare dall'acqua quando questa è sottoposta ad una certa perdita di carico (i). Pertanto, nel sottosuolo le acque si spostano da punti posti a quote maggiori verso punti posti a quote minori, secondo dei percorsi individuati da tragitti o “linee di flusso”, quali quelle individuate nella figura seguente (Fig...).



Nella figura, il rapporto (H/L) rappresenta la perdita di carico (i), detta anche gradiente idraulico; il valore di (i) si esprime in percentuale e la sua entità dipende dal coefficiente di permeabilità (K) del terreno nel senso che, sempre in base alla legge di Darcy, maggiore è la permeabilità del terreno (e quindi maggiore è il valore di K), più basso è il valore del rapporto (H/L) . In terreni molto permeabili, quali ad esempio rocce calcaree fortemente fratturate o ghiaie, la perdita di carico (i) assume valori di poche unità per mille, ossia la superficie freatica è quasi orizzontale. Essa naturalmente non può essere del tutto orizzontale ($i = 0$) poiché in tal caso l'acqua rimarrebbe in stato di quiete.

Il coefficiente di permeabilità (K) ha le dimensioni fisiche di una velocità (si misura in cm/s oppure in m/s). Nei terreni, la permeabilità diminuisce all'aumentare della percentuale di materiale fine presente, per cui essa è legata alla granulometria (vedi Tabella seguente).

Valori del coefficiente di permeabilità (K) in cm/s nei terreni			
> 1	$1 - 10^{-3}$	$10^{-3} - 10^{-7}$	$10^{-7} - 10^{-9}$
Ciottoli e ghiaie pulite	Sabbie, ghiaie sabbiose	Sabbie medio –fini, limi, argille sabbiose	Argille limose, argille omogenee
Permeabilità elevata	Permeabilità buona	Permeabilità mediocre	Impermeabili

Nelle rocce invece, la permeabilità dipende dal grado di fratturazione (e di carsificazione nelle rocce carbonatiche) e di porosità ed ancora dalla presenza nelle fratture di materiale fine (vedi Tabella seguente).

Valori del coefficiente di permeabilità (K) in cm/s nelle rocce			
> 1	$1 - 10^{-3}$	$10^{-3} - 10^{-7}$	$10^{-7} - 10^{-9}$
Rocce fortemente fratturate con ampie aperture e carsificate	Rocce fratturate con aperture di ridotte dimensioni e mediamente alterate,	Rocce fratturate con aperture riempite di materiali argillosi	Rocce non fratturate e scarsamente alterate
Permeabilità elevata	Permeabilità buona	Permeabilità mediocre	Impermeabili

Oltre al grado di permeabilità (espresso quantitativamente dal valore di K), occorre distinguere ancora il “tipo di permeabilità” che, invece, è una valutazione qualitativa del modo con il quale l’acqua si muove nel sottosuolo. Pertanto distingueremo:

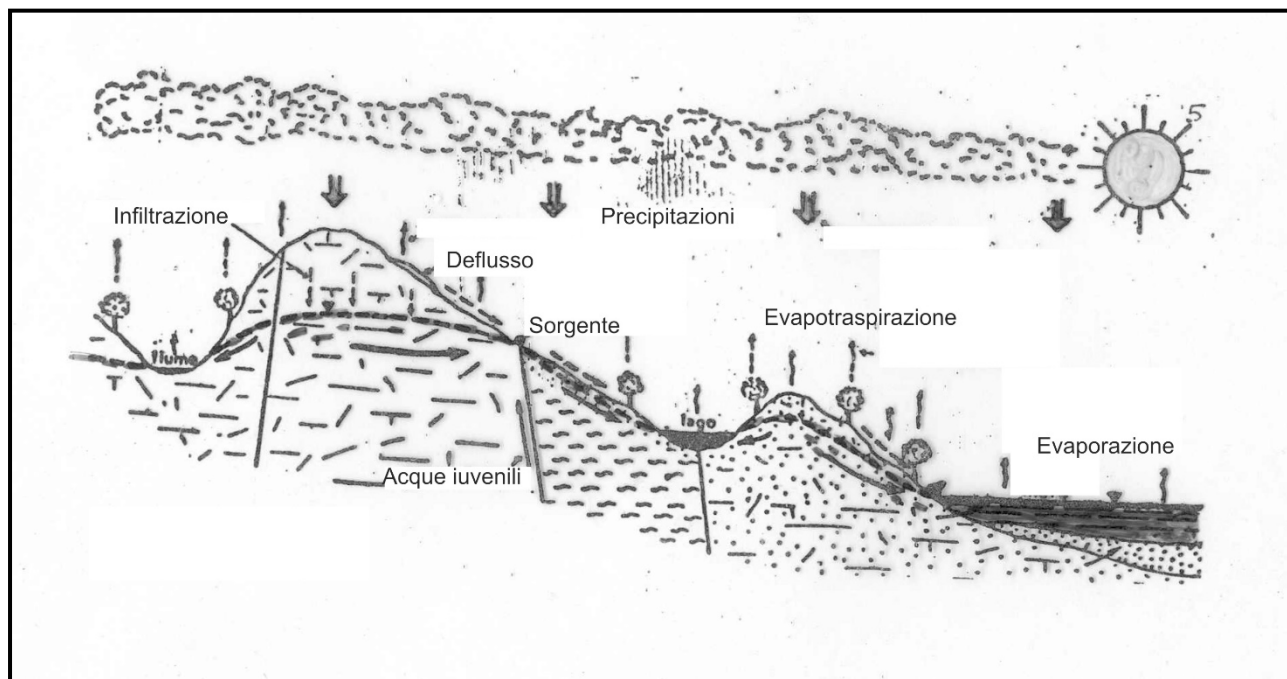
- **permeabilità per fessurazione e carsismo:** l’acqua si muove nelle grandi fratture della roccia con ampie aperture e nei canali carsici formatisi a seguito della dissoluzione del carbonato di calcio e nella sua trasformazione in bicarbonato di calcio solubile (vedi Geomorfologia – pesaggi carsici);
- **permeabilità per porosità:** l’acqua si muove nella roccia passando attraverso i pori della roccia se questi sono abbastanza grandi, comunicanti tra di loro e privi di materiale fine.

Una roccia impermeabile è quella che non si lascia attraversare dall’acqua. A tal proposito, è bene ricordare di non confondere il concetto di permeabilità con quello di porosità. Infatti possiamo avere terreni porosi (ad esempio le argille che hanno una porosità totale molto elevata) che sono praticamente impermeabili in quanto i pori sono piccoli e soprattutto non comunicanti tra di loro. In questi casi l’acqua per muoversi nel sottosuolo deve spendere tanta energia da annullare quasi del tutto il valore del gradiente idraulico ($i \approx 0$) e quindi la circolazione idrica sotterranea si arresta.

12.2 IL CICLO IDROGEOLOGICO

Le precipitazioni

Il ciclo idrogeologico è innescato dalle precipitazioni che possono avvenire allo stato liquido (pioggia) o solido (neve). La causa principale della formazione delle nubi a partire dall'umidità atmosferica, e della loro trasformazione in pioggia, risiede in un raffreddamento delle masse d'aria.



Il ciclo idrogeologico e le sue diverse componenti: precipitazioni, evapotraspirazione, evaporazione, infiltrazione e deflusso; quest'ultimo suddiviso in deflusso superficiale (se avviene sulla superficie del terreno) e in deflusso ipodermico (se interessa lo spessore più superficiale del suolo). L'infiltrazione alimenta le falde idriche mentre il deflusso alimenta i corsi d'acqua, i laghi o direttamente il mare. Le falde sotterranee hanno, in genere, quale recapito, le sorgenti ma anche i corsi d'acqua e gli specchi idrici (laghi e mari).

Le nubi contengono in sospensione innumerevoli goccioline del diametro medio di 0,01 - 0,03 mm, distanziate fra loro di circa 1 mm. La pioggia invece è formata da gocce del diametro di 0,5 - 2 mm, originatesi per condensazione delle gocce delle nubi intorno a "nuclei di condensazione", rappresentati da particelle igroscopiche di NaCl, CaSO₄, MgCl₂, provenienti in massima parte dagli oceani.

La quantità d'acqua caduta viene misurata in "altezza di precipitazione" (P) e si esprime in mm. Un millimetro di pioggia indica che un metro quadrato di superficie viene ricoperto da uno strato d'acqua spesso un millimetro, per un volume complessivo di un litro. La quantità d'acqua caduta nell'unità di tempo si misura mediante i *pluviometri* e i *pluviografi*; i dati registrati vengono poi rappresentati mediante tabelle, grafici, carte delle piogge.

L'evaporazione e la traspirazione

I processi di evaporazione e traspirazione riportano nell'atmosfera una percentuale rilevante delle precipitazioni cadute sulla superficie del suolo. Il potere evaporante dell'atmosfera si esprime in mm

d'acqua evaporata in un certo periodo e dipende da fattori quali: umidità dell'aria, temperatura, velocità del vento, pressione barometrica, altitudine; si misura con apparecchi detti "evaporimetri"

Una parte dell'acqua caduta al suolo viene assorbita dalle radici delle piante e viene convogliata fino alle foglie dove si trasforma in vapore e sfugge nell'atmosfera attraverso gli "stomi" (aperture sulle foglie). Tale *traspirazione* assume un ruolo considerevole, potendo talora raggiungere il 60% - 100% delle acque di precipitazione; essa interessa di solito gli strati di terreno più superficiali e fino alla profondità raggiunta dalle radici delle piante. La traspirazione dipende da fattori fisici (elevata temperatura, ventilazione, irradiazione solare, ecc.) e fisiologici (connessi alle diverse specie vegetali). Così, ad esempio, si può avere che una foresta di faggi traspiri ogni anno 70 mm a 35 anni di età; 230 mm a 60 anni; 350 - 540 mm a 155 anni.

I dati di evaporazione e traspirazione sommati assieme rappresentano l'evapotraspirazione ed è a questi dati globali che normalmente si fa riferimento nei bilanci idrologici.

Il deflusso superficiale

Rappresenta la quantità d'acqua che durante una precipitazione non viene intercettata e trattenuta dalla vegetazione e che quindi, non evaporando e non infiltrandosi, defluisce sulla superficie del suolo o ristagna nelle depressioni morfologiche.

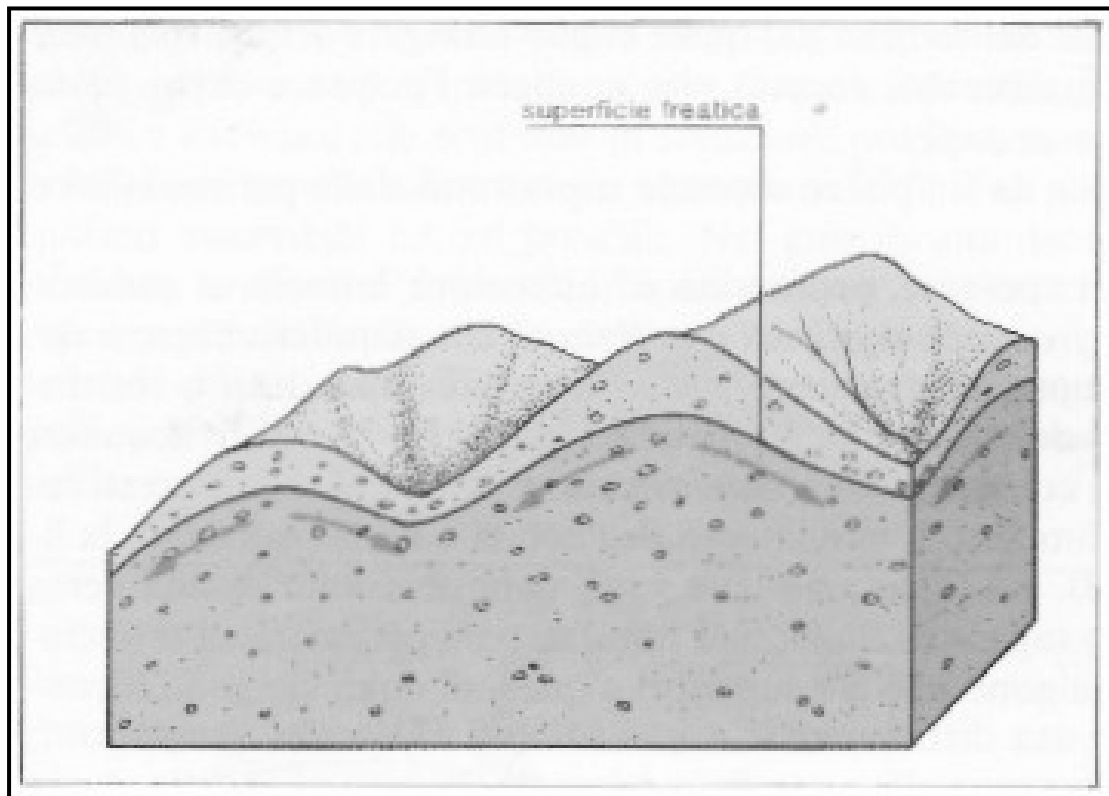
Durante la pioggia una parte dell'acqua si raccoglie sulle foglie delle piante sotto forma di piccole gocce o di sottile velo. In seguito, quando le foglie sono sature d'acqua, la pioggia tende a formare delle grosse gocce che si raccolgono ai bordi delle foglie e che cadono al suolo quando la forza di gravità supera quella della tensione superficiale dell'acqua. L'acqua di pioggia che non rimane sulle foglie o sui rami delle piante raggiunge il suolo e vi si infiltra. Quando l'infiltrazione si attenua ed arriva al suo valore costante, se le precipitazioni sono tali da non poter essere assorbite tutte dal terreno, l'acqua in eccesso tende a defluire in superficie. L'acqua che defluisce nella rete idrografica viene misurata in corrispondenza di una "*sezione fluviale*". La *portata* del corso d'acqua è il volume di acqua che passa attraverso una sezione nell'unità di tempo; essa viene espressa in m^3/s .

L' infiltrazione

Viene indicato in tal modo il processo di penetrazione dell'acqua nel suolo. L'acqua che si infiltra (I) si ripartisce in vari modi: una percentuale evapotraspira, un'altra va ad alimentare le falde idriche sotterranee; quest'ultima costituisce "*l'infiltrazione efficace*".

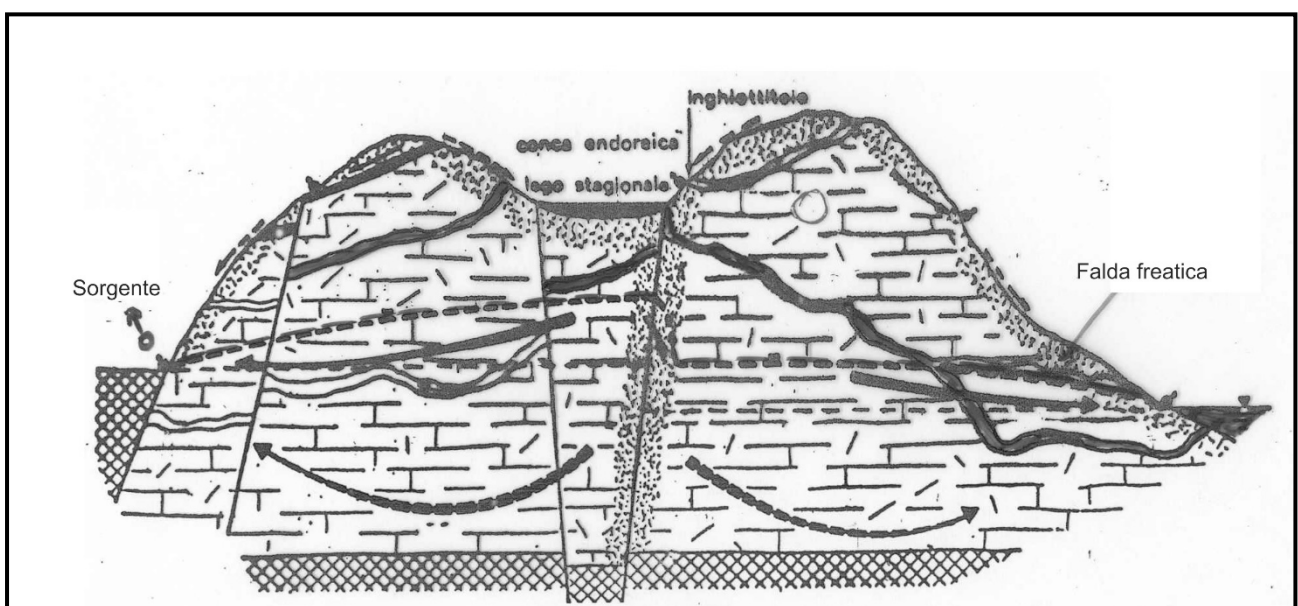
Una falda idrica molto semplice è composta da uno strato permeabile poggianti su un substrato impermeabile; l'acqua riempie completamente i meati dell'acquifero sino a un certo livello corrispondente alla superficie piezometrica (o semplicemente, piezometrica). Essa si sposta sotto un

certo gradiente idraulico ed è sottoposta ovunque alla pressione atmosferica. In tal caso la falda viene definita “**freatica**” o “**libera**” (vedi figura seguente).



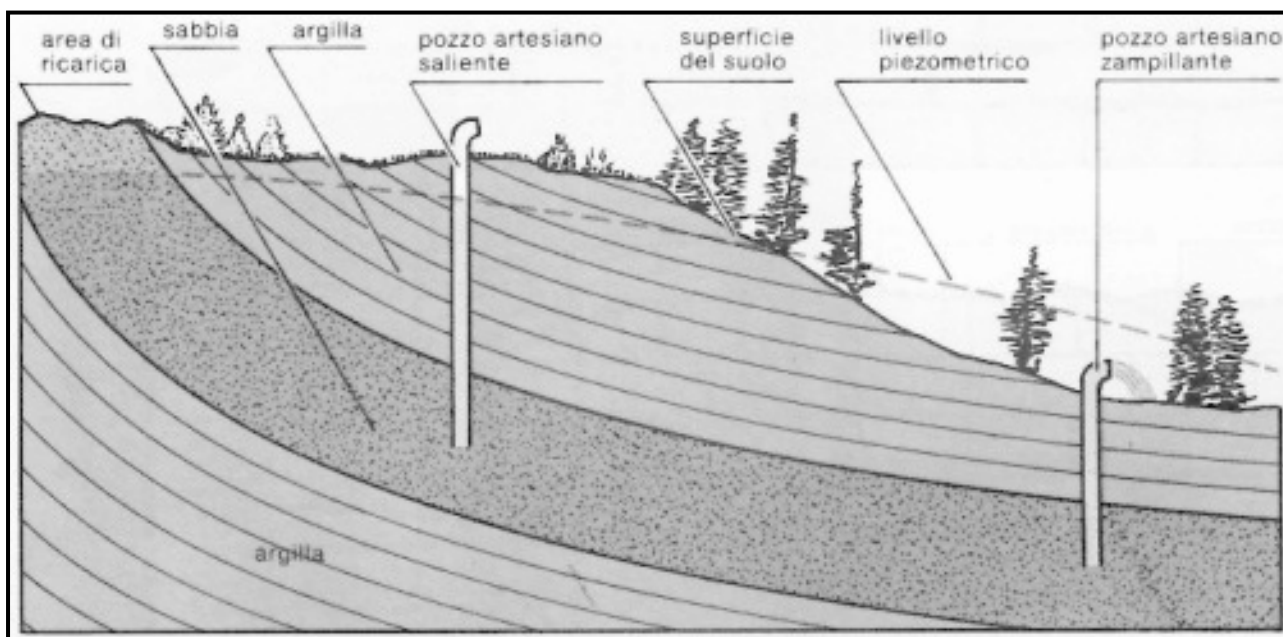
Esempio di falda libera (freatica) delimitata verso l'alto dalla superficie piezometrica a pressione atmosferica.

Nel caso in cui l'acquifero sia una roccia fessurata, si parla, invece, di rete acquifera libera, poiché l'acqua sotterranea si sposta in una vera rete, più o meno fitta, di fessure di vario diametro (vedi figura seguente).



Circolazione dell'acqua in una roccia fessurata; le linee tratteggiate rappresentano le superfici piezometriche delle falde in rete. Esse sono teoriche perché l'acqua circola solo nelle fratture e non permea con continuità la roccia. In altre parole è possibile trovare volumi di roccia che essendo non fratturati non contengono acqua, e sono quindi impermeabili.

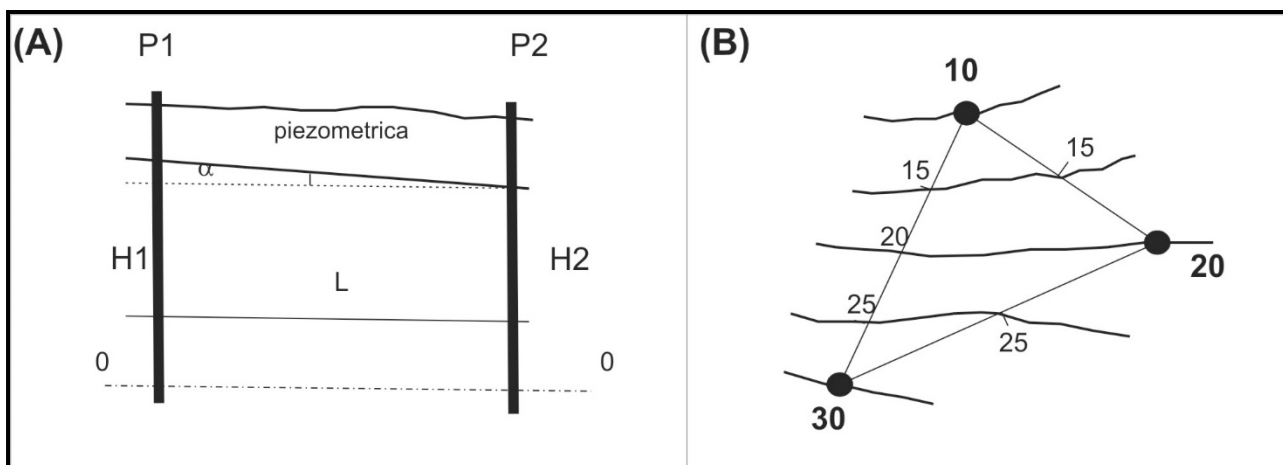
Se lo strato permeabile è racchiuso tra due strati impermeabili e lo strato acquifero è completamente saturo, in modo tale che in qualunque punto la pressione idrostatica sia superiore a quella atmosferica, la falda viene definita “**in pressione**”. Se un pozzo, attraversando il primo strato impermeabile, raggiunge l'acquifero in pressione, si verificherà che l'acqua nel pozzo risalirà fino a livellarsi alla quota della piezometrica. Se questa si trova ad una quota maggiore del piano di campagna, l'acqua del pozzo riuscirà a venire a giorno naturalmente e senza bisogno di pompe; solo in tal caso il pozzo si definirà “**artesiano**”, altrimenti esso si definirà “in pressione” (vedi figura seguente).



Il pozzo posto a quota maggiore, è un pozzo “in pressione” perché la quota dell'acqua risale fino a livellarsi in corrispondenza della piezometrica (linea tratteggiata). Il pozzo posto a quota più bassa è “artesiano” perché l'acqua risalendo e tentando di livellarsi alla quota della piezometrica, fuoriesce senza bisogno di pompe.

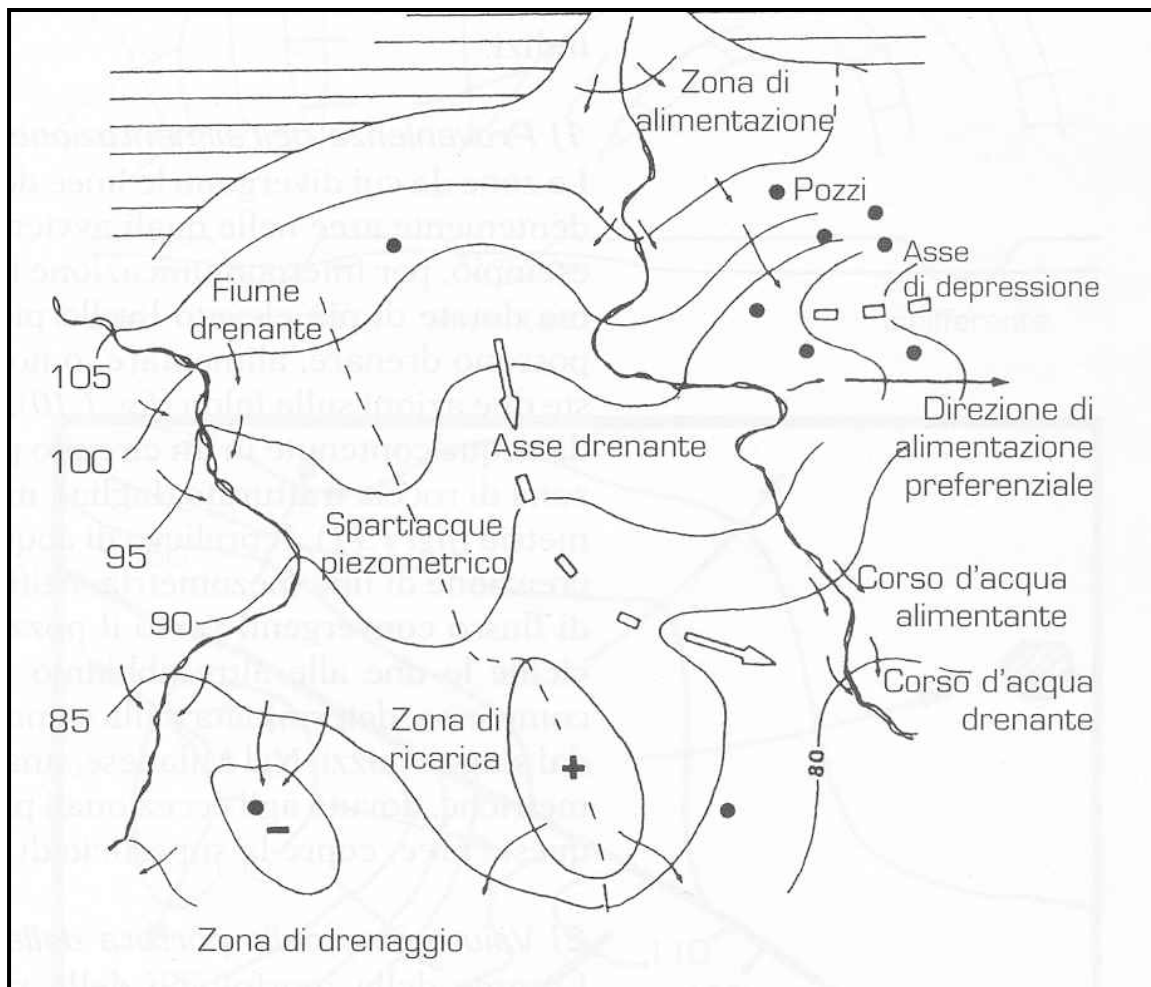
Il deflusso dell'acqua di una falda (o rete) acquifera è individuato dall'andamento spaziale dei filetti liquidi, costituiti da fasci di traiettorie di molecole d'acqua dotate della stessa velocità istantanea. L'andamento dei filetti liquidi al tetto della zona di saturazione caratterizza la superficie piezometrica della falda. Conoscendo la quota assoluta raggiunta dall'acqua, rispetto ad una quota di riferimento (ad esempio il livello del mare), in due pozzi posti lungo una sezione, è possibile calcolare la perdita di carico (i) della falda (vedi figura seguente A).

La morfologia della superficie piezometrica, in pianta, si ottiene invece rilevando la quota assoluta alla quale l'acqua si livella in una serie di pozzi disposti a maglie triangolari su tutta la superficie del terreno in pianura (figura seguente B). Tale morfologia viene rappresentata mediante delle curve dette “curve isopiezometriche”, cioè curve che uniscono tutti i punti nei quali la piezometrica si trova alla stessa quota. Il criterio di costruzione delle isopiezometriche è rappresentato in figura seguente B.



Nella Figura A, P1 e P2 sono due pozzi che, attraversando l'acquifero, raggiungono il substrato impermeabile (linea tratteggiata 0 – 0). La quota della falda nel pozzo P1 è $H1 = 150,60$ m; mentre la quota della falda nel pozzo P2 è $H2 = 149,10$ m. I due pozzi hanno una distanza tra di loro $L = 1300$ m. La perdita di carico i (o, gradiente idraulico) della falda sarà $\alpha = (150,60 - 149,10)/1300 = 0,0012 = 1,2 \times 1000$. Nella Figura B è rappresentato invece il criterio utilizzato per costruire le isopiezometriche. I tre pallini pieni indicano 3 pozzi disposti in pianta secondo una maglia triangolare, costruita unendo i tre pozzi con altrettanti segmenti. Se l'operazione viene fatta su una carta topografica di cui è nota la scala, è possibile conoscere la distanza planimetrica tra i tre pozzi. Conoscendo la quota assoluta raggiunta dalla falda nei tre pozzi (ad esempio, 30 – 20 – 10 metri), i segmenti sono divisi proporzionalmente (ad esempio, tra 30 e 20 metri, il punto mediano sarà una quota di 25 metri; tra 20 e 10 metri, il punto mediano sarà 15 metri e così via). Unendo i punti posti alla stessa quota (se essi non sono molto lontani), si ottengono delle curve. Ripetendo la costruzione con altri pozzi vicini, si ottengono delle carte isopiezometriche.

La lettura di una carta isopiezometrica ci consente di ricavare molte informazioni circa l'andamento della falda, le sue interazioni con i corsi d'acqua e di individuare le zone preferenziali ove è possibile, ad esempio, posizionare dei pozzi per captarla (vedi figura seguente). Tali carte possono essere costruire solo per le zone di pianura ove i terreni sono caratterizzati da una permeabilità per porosità. Nelle zone ove affiorano le rocce, poiché l'acqua segue la maglia delle fratture, non ha senso tracciare le isopiezometriche.



Esempio di carta isopiezometrica. I numeri indicano le quote della falda (sul livello del mare); la falda quindi scorre da NW verso SE (da sinistra in alto a destra in basso). Le frecce indicano le direzioni di flusso preferenziali che, come si può osservare, sono quasi ortogonali alle isopiezometriche. Laddove le curve disegnano dei “promontori”, queste zone individuano aree di spartiacque sotterraneo; dove invece individuano delle “valli” (le curve sono rientranti), queste zone sono aree preferenziali dove le acque si accumulano. Ovviamente in queste zone è preferibile posizionare i pozzi. Le aree ove le curve si chiudono su se stesse (simbolo +) rappresentano aree di ricarica della falda; dove invece c'è il simbolo meno (-) queste sono zone di drenaggio. In vicinanza dei fiumi le curve si deformano; in taluni casi la falda viene drenata dal fiume (come ad esempio nella porzione di sinistra della figura), in altri casi il fiume alimenta la falda (come ad esempio, nella parte di destra della figura). La distanza tra le isopiezometriche ci dà informazioni sulla permeabilità dell'acquifero. Infatti, laddove la distanza è maggiore vuol dire che le perdite di carico sono minori e quindi il terreno è più permeabile; viceversa dove le isopiezometriche si infittiscono. In questi casi, l'acqua deve spendere più energia per superare l'ostacolo rappresentato dalla minore permeabilità del terreno e quindi la perdita di carico (i) è maggiore.

12.3 LE SORGENTI

Una sorgente è il punto (o l'area) della superficie del terreno, ove la falda (la piezometrica) intercetta il piano di campagna; in questo punto viene a giorno, in maniera naturale, una portata più o meno apprezzabile di acque sotterranee. L'affioramento delle acque, in corrispondenza di una sorgente, è influenzato dalle condizioni geologiche e geomorfologiche locali e soprattutto dalle caratteristiche di permeabilità (o impermeabilità) dei terreni e rocce costituenti l'acquifero e di quelle che svolgono

azione di tamponamento nei confronti dell'acquifero stesso, delimitandolo nei dintorni della sorgente stessa.

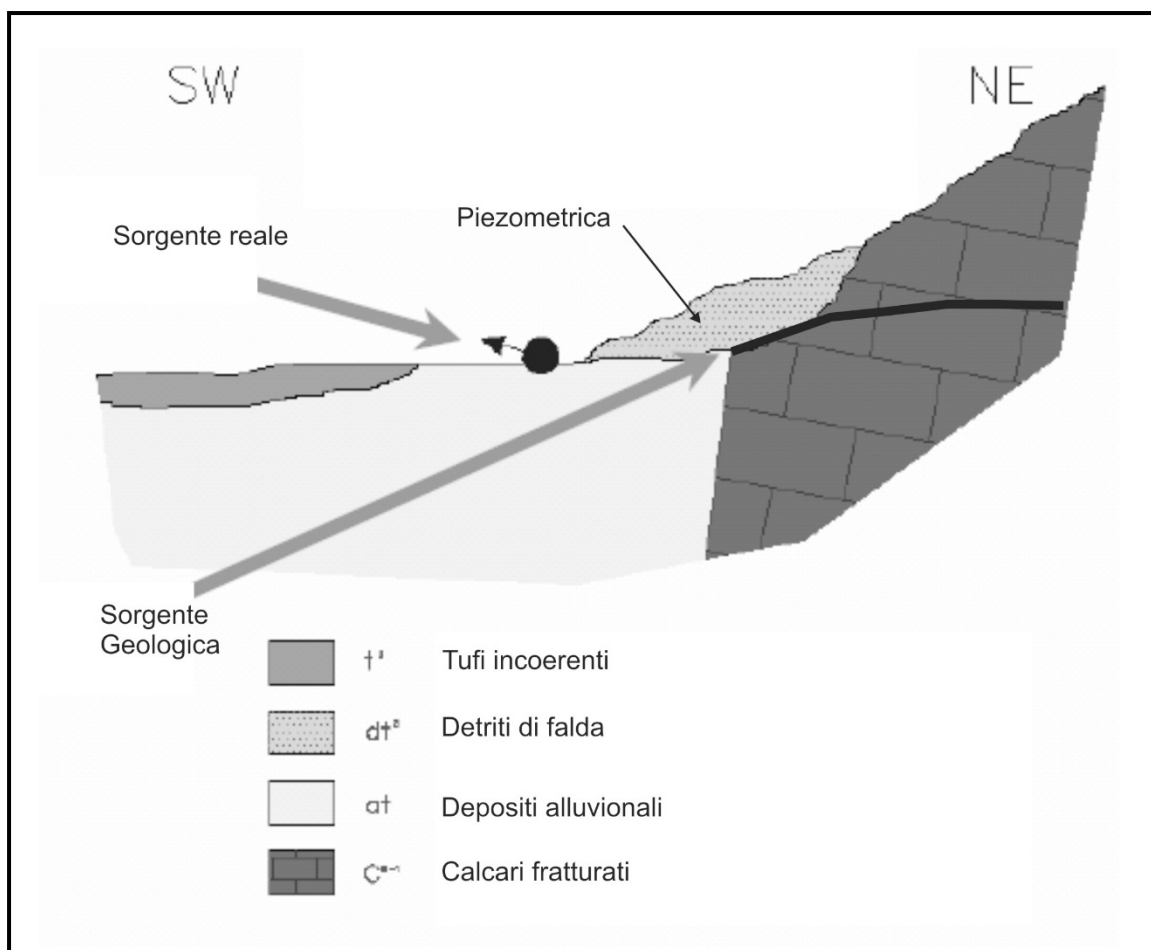
Le sorgenti si classificano in: “perenni” se la portata, sebbene variabile, è continua nel tempo e “temporanee” se, in alcuni periodi dell'anno, esse si prosciugano a causa del ridotto apporto. Un altro modo di classificare le sorgenti è in base all'”Indice di variabilità” (ovvero Indice di **Meinzer**) che è dato dal rapporto:

$$R_v = (Q_{\max} - Q_{\min}) / Q_{\text{med}} \quad (15)$$

dove: Q_{\max} è la portata massima della sorgente, Q_{\min} è la portata minima e Q_{med} la media.

Meinzer distingue 8 classi in base ai vari di portata Q . In generale, le sorgenti con $R_v < 25\%$ sono dette “costanti”; quelle con $R_v = 25 \div 100\%$, sono “subvariabili”; infine le sorgenti con $R_v > 100\%$ sono “variabili”. Naturalmente, le sorgenti con basso indice R_v sono quelle da preferirsi ai fini della captazione.

Un'altra importante distinzione è quella tra “sorgente geologica” e “sorgente reale” (vedi figura seguente).



Nella figura, la sorgente geologica si genera al contatto, per faglia, tra i calcari fratturati ed i depositi alluvionali. L'acqua però permea i sovrastanti detriti di falda e fuoriesce in corrispondenza della sorgente reale rappresentata dal simbolo. La linea nera rappresenta la piezometrica.

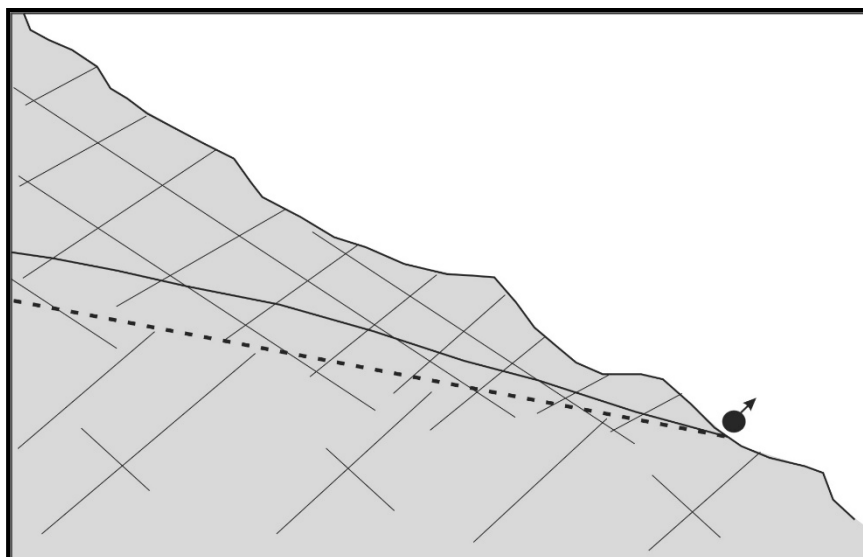
La sorgente geologica è il punto ove, per effetto di variazioni rilevanti di permeabilità tra i terreni, la piezometrica affiora al piano di campagna. Se il punto di affioramento è coperto da terreni o rocce permeabili (ad esempio, falde detritiche), l'acqua si infiltra in tali materiali venendo poi a giorno a quote più basse, in corrispondenza del piede della copertura permeabile; in tal caso, si osserva la formazione della sorgente reale.

La classificazione idrogeologica delle sorgenti

La classificazione più comune delle sorgenti è basata sulle differenze di permeabilità tra i terreni a contatto e dalla disposizione geometrica, nello spazio, dell'elemento di separazione tra terreni a contatto. Si individuano quindi un acquifero (sede della circolazione idrica sotterranea) ed un "impermeabile" che, in senso assoluto o relativo, condiziona la circolazione idrica nell'acquifero ad emergere in corrispondenza della sorgente. A seconda della disposizione nello spazio del piano di separazione tra acquifero ed impermeabile nonché della presenza di una falda freatica o in pressione, possiamo distinguere:

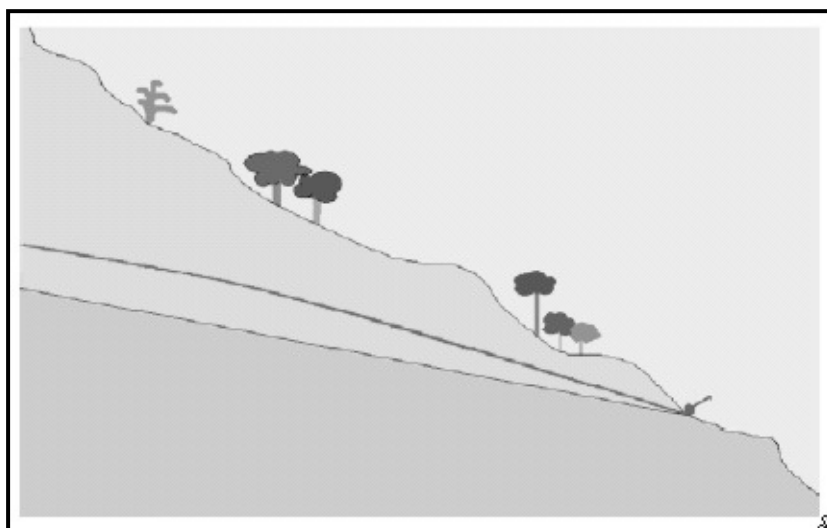
- Sorgenti per Limite di permeabilità indefinito
- Sorgenti per Limite di permeabilità definito
- Sorgenti per Soglia di permeabilità sovrimposta
- Sorgenti per Soglia di permeabilità sottoposta
- Sorgenti per Affioramento di una falda freatica
- Sorgenti per Affioramento di una falda in pressione

Una sorgente per limite di permeabilità indefinito può generarsi in un massiccio calcareo a carsismo incompleto, in cui, cioè, la stessa formazione rocciosa è fratturata e carsificata sino a una certa quota e lo è di meno al di sotto di questa quota. Si hanno due porzioni a grado di permeabilità diverso e divise da una zona indefinita di passaggio (linea tratteggiata in figura seguente) in corrispondenza della quale l'acqua viene sospinta a venire a giorno, scorrendo lungo il limite indefinito.



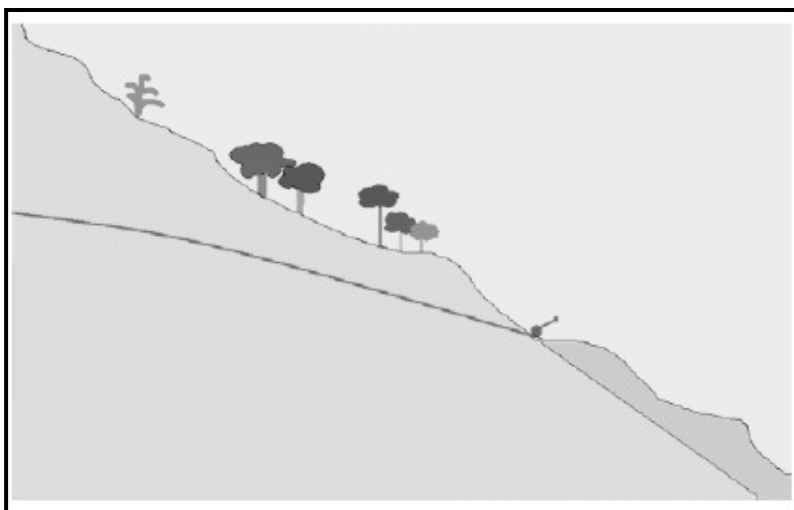
Schema di sorgente per limite di permeabilità indefinito

Una sorgente per limite di permeabilità definito, si ha quando il limite di permeabilità è netto tra due terreni o rocce caratterizzate da un passaggio di permeabilità relativo molto elevato (esempio: calcari fratturati su argilla) e definito geometricamente come un piano lungo il quale le acque sotterranee dell'acquifero vengono spostate sino a venire a giorno (vedi figura seguente). Si parla anche di “deflusso semplice” perché le acque sotterranee semplicemente defluiscono all'esterno senza trovare ostacolo. Naturalmente, se l'apporto in acque sotterranee viene meno (ad esempio in periodi di magra), la sorgente può al limite disseccarsi e scomparire del tutto.



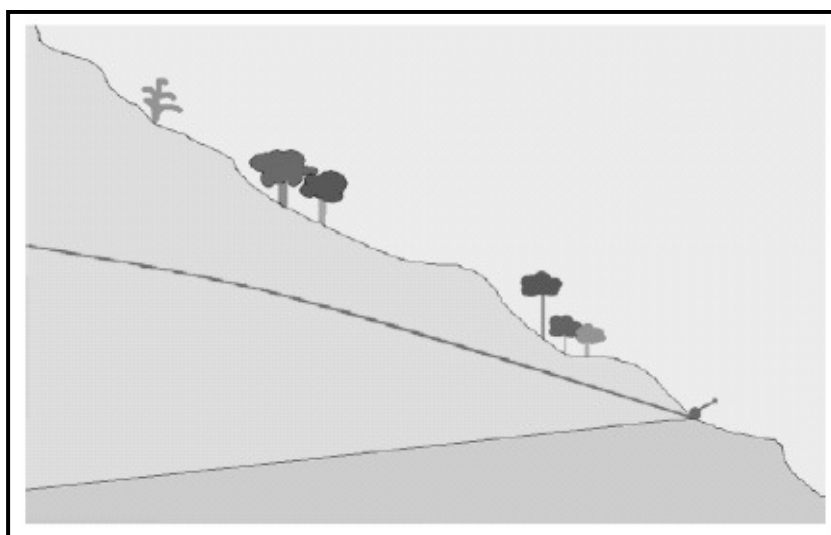
Schema di sorgente per limite di permeabilità definito

Le sorgenti per soglia di permeabilità sovrimposta si formano nel caso di strutture acquifere limitate da faglie normali che ribassano livelli impermeabili portandoli a giustapporsi lateralmente all'acquifero (vedi figura successiva). Caratteristica comune a tutte le sorgenti per soglia è, dunque, il trarre alimento da un serbatoio di acque sotterranee che trabocca in corrispondenza del punto della soglia di permeabilità che lo limita.



Schema di sorgente per soglia di permeabilità sovrapposta: il terreno impermeabile (di colore più grigio) è posto sopra l'acquifero ed è disposto in modo tale da ostacolare la fuoriuscita dell'acqua all'esterno. L'acqua fuoriesce solo quando riesce a superare l'ostacolo rappresentato dalla cintura impermeabile posta alla base.

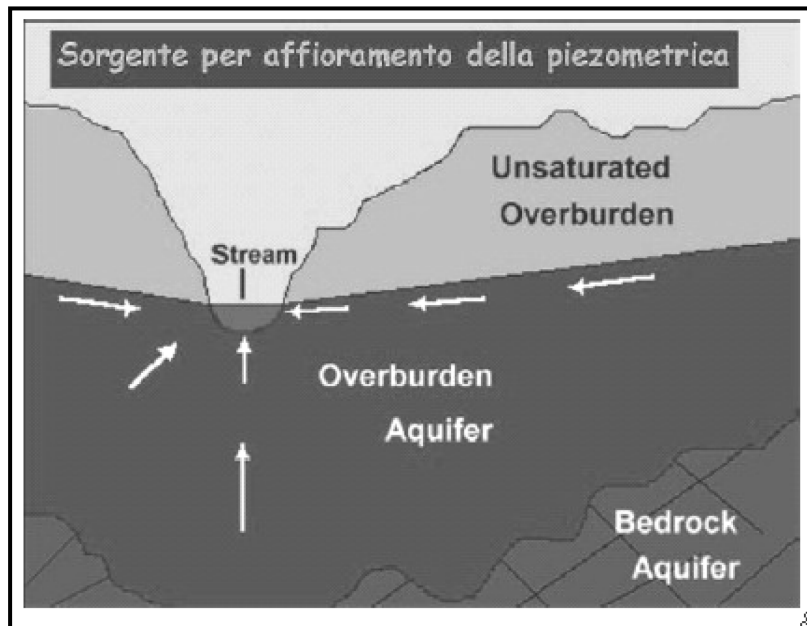
Le sorgenti per soglia di permeabilità sottoposta si formano quando terreni impermeabili che costituiscono la soglia di permeabilità, oltre a limitare l'acquifero lateralmente, continuano in profondità anche al di sotto di esso. L'esempio più classico è fornito da una sinclinale (figura successiva) con a nucleo l'acquifero; ma le stesse condizioni idrogeologiche si verificano in strutture da sovrascorrimento nelle quali l'acquifero ricopre totalmente terreni impermeabili o si sovrappone parzialmente a essi per faglia inversa.



Schema di sorgente per soglia di permeabilità sottoposta: il terreno impermeabile (di colore più grigio) non solo è posto sotto l'acquifero ma è disposto in modo tale da ostacolare la fuoriuscita dell'acqua all'esterno. L'acqua fuoriesce solo quando riesce a superare l'ostacolo rappresentato dalla cintura impermeabile posta alla base.

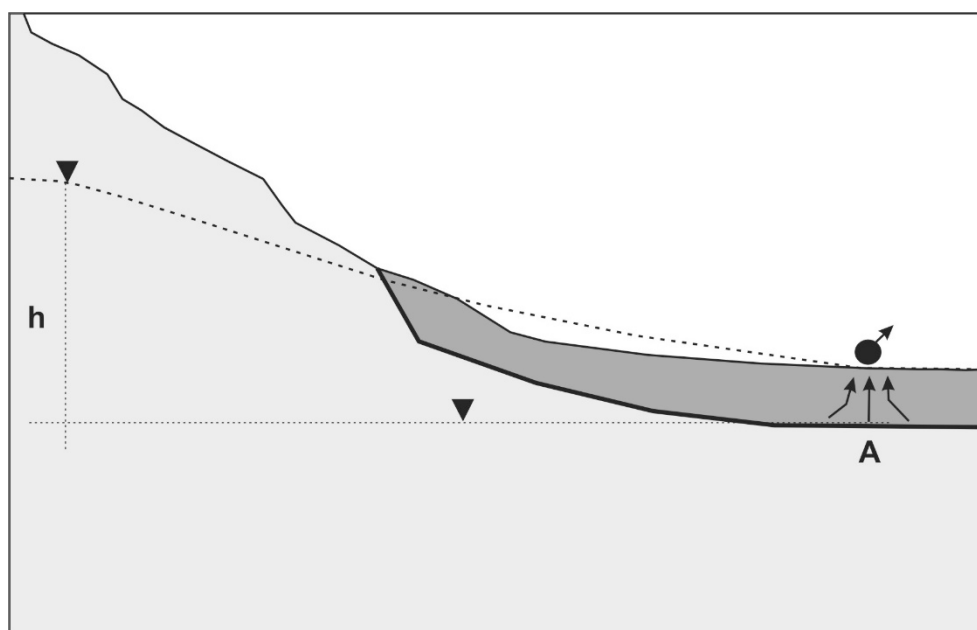
Le Sorgenti per affioramento di una falda freatica si formano quando l'erosione agisce su terreni piuttosto potenti ed estesi arealmente in maniera da generare una falda o rete acquifera. Le acque sotterranee di queste falde o reti non vengono a giorno: è la superficie topografica che si abbassa progressivamente sino ad intersecare la superficie piezometrica nel punto di massima depressione. In

quel momento e in quel punto, dunque, si genera una sorgente per affioramento della superficie piezometrica (vedi figura successiva).



Nel caso in esame, la piezometrica intercetta il piano di campagna a causa dell'erosione della valle oppure perché l'innalzamento della falda è favorita da un maggior apporto in acque sotterranee. La sorgente si forma, talora, proprio nel fiume e quindi le sue acque si mescolano con quelle superficiali .

Nel caso che la falda (o rete) acquifera sia in pressione, avviene frequentemente che si generino sorgenti per affioramento della piezometrica quando l'intersezione con la superficie topografica non si è ancora verificata completamente: è la pressione stessa dell'acqua sotterranea che porta questa in superficie, forzando il diaframma impermeabile che ancora sussiste o attraverso discontinuità del tetto impermeabile (fratture, zone di alterazione, ecc.) come nel caso della figura successiva.



Nel caso di sorgente per affioramento di una falda in pressione, la piezometrica non ha ancora intercettato il piano di campagna (linea tratteggiata con il triangolino). Al di sotto della piezometrica la roccia acquifera è saturata d'acqua. Il valore

della pressione idraulica nel punto (A) è pari al prodotto del dislivello (h) per il peso specifico dell'acqua ($\gamma = 1 \text{ T/m}^3$). Se tale pressione è sufficiente a far filtrare l'acqua attraverso il terreno impermeabile (di colore grigio più scuro), si forma una sorgente per affioramento della falda in pressione. La linea tratteggiata nell'aria è la "linea dei carichi piezometrici".

Legge di esaurimento delle portate delle sorgenti

Conoscere il modo con il quale il serbatoio che alimenta una sorgente si svuota nel tempo, per progressivo abbassamento della piezometrica (e quindi dell'alimentazione in acque sotterranee) è molto importante ai fini del dimensionamento più corretto delle opere di captazione.

A tale scopo si può usare l'espressione di **Maillet**:

$$Q_t = Q_0 \cdot e^{-\alpha t} \quad (16)$$

dove: Q_t è la portata al tempo (t) espresso in giorni; Q_0 è la portata all'inizio della fase di esaurimento; e rappresenta la base dei logaritmi neperiani; α è il coefficiente di esaurimento.

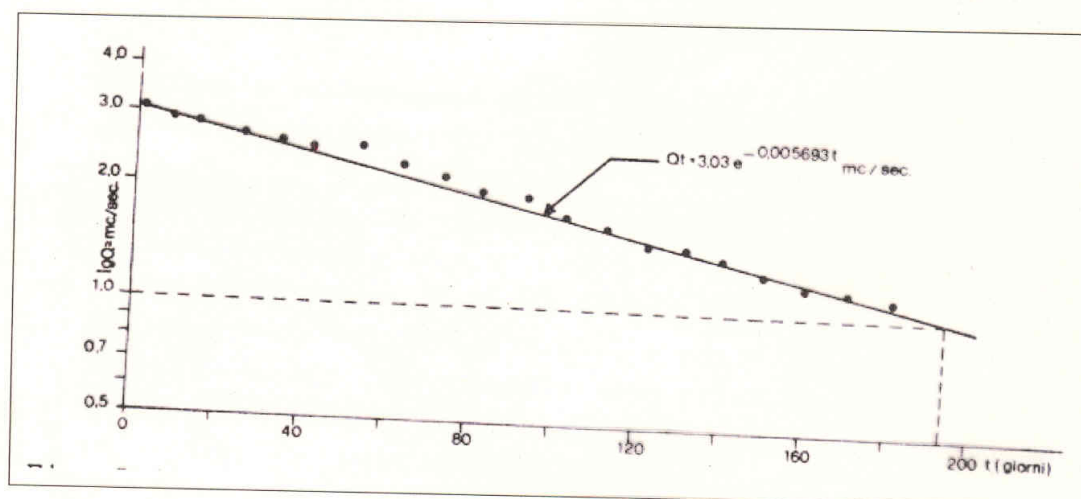
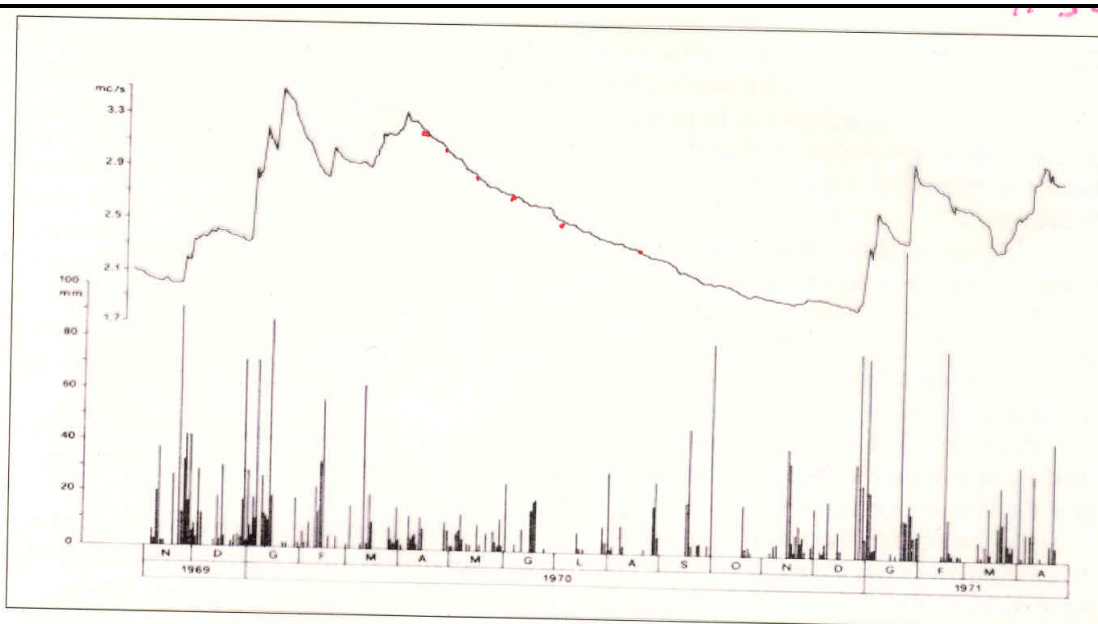
Passando ai logaritmi, l'espressione (16) si riduce all'equazione di una retta graficamente espressa nella figura seguente. I punti nel diagramma, dalla cui interpolazione viene ricavata graficamente la retta, sono i valori di portata ottenuti, a loro volta, dall'**idrogramma di deflusso** della sorgente (vedi grafico in alto nella figura che segue). Questi punti vengono scelti nel tratto dell'idrogramma di deflusso che rappresenta la fase di svuotamento del serbatoio durante il quale non vi è l'influenza delle piogge. In altri termini, si vuol capire come si svuota il serbatoio che alimenta la sorgente, quando esso non è influenzato dalla ricarica dovuta alle piogge (di solito, nel periodo da aprile a novembre). A tale scopo, occorre conoscere anche l'andamento delle piogge nel tempo (vedi istogramma nella parte bassa della figura alta).

Una volta ricavata la retta di esaurimento (di equazione: $\log Q_t = \log Q_0 - \alpha \cdot \log e \cdot t$), si può ricavare il coefficiente di esaurimento (α). Poiché non è noto l'inizio esatto della fase di svuotamento (e quindi non è nota la portata Q_0), essa si ricava graficamente prolungando la retta fino ad intercettare l'asse delle ordinate su cui sono rappresentate le portate.

A questo punto, è possibile calcolare il volume d'acqua immagazzinato nel serbatoio (W = immagazzinamento dinamico) all'inizio della fase di esaurimento, ricavandolo dall'espressione:

$$W = Q_0 / \alpha \quad (17)$$

Poiché α è espresso in giorni, occorre moltiplicare il denominatore della (17) per la quantità 86.400 che rappresentano i secondi contenuti in 1 giorno, ottenendo una quantità espressa in m^3 .



$$Q_t = Q_0 e^{-\alpha t}$$

$$\log Q_t = \log Q_0 - \alpha * \log e * t$$

$$\log Q_t = \log Q_0 - \alpha * (0.4343) * t$$

$$\alpha = (\log Q_0 - \log Q_t) / (0.4343) * t$$

$$W = Q_0 / \alpha$$

$$W = Q_0 * 86.400 / \alpha$$

Nelle figure in alto sono riportati l'idrogramma di deflusso della sorgente e l'istogramma delle piogge giornaliere nel corso di 3 anni. Nel tratto di idrogramma di deflusso non influenzato dalle piogge, si prendono i valori di portata che compaiono nel grafico in basso, in funzione delle portate (in ordinate) e dei tempi in giorni (ascisse). I passaggi matematici sono chiaramente esplicitati per arrivare a calcolare l'immagazzinamento dinamico W.

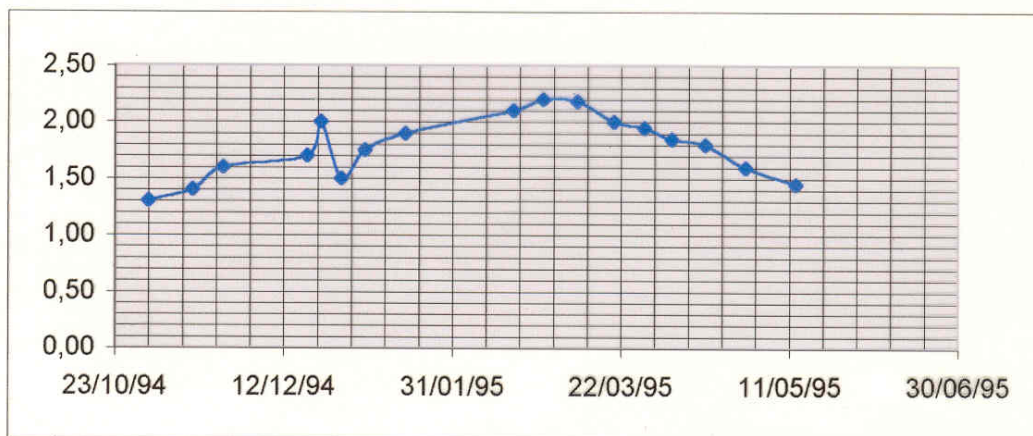
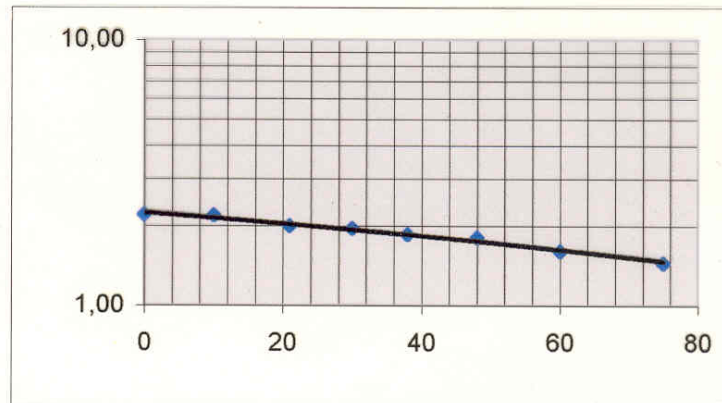
Un esempio numerico svolto, è di seguito riportato.

Nel periodo novembre 1994 - maggio 1995 sono stati misurati i seguenti valori di portata di una sorgente effluente da un massiccio carsico:

data	Q (m ³ /s)
02/11/94	1.30
15/11/94	1.40
24/11/94	1.60
19/12/94	1.70
23/12/94	2.00
29/12/94	1.50
05/01/95	1.75
17/01/95	1.90
18/02/95	2.10
27/02/95	2.20
09/03/95	2.18
20/03/95	2.00
29/03/95	1.95
06/04/95	1.85
16/04/95	1.80
28/04/95	1.60
13/05/95	1.45

Calcolare il coefficiente di esaurimento (α) e d'immagazzinamento (W) della sorgente

data	m ³ /s		
02/11/94	1,30		
15/11/94	1,40		
24/11/94	1,60	0	2,20
19/12/94	1,70	10	2,18
23/12/94	2,00	21	2,00
29/12/94	1,50	30	1,95
05/01/95	1,75	38	1,85
17/01/95	1,90	48	1,80
18/02/95	2,10	60	1,60
27/02/95	2,20	75	1,45
09/03/95	2,18	0	
20/03/95	2,00	10	
29/03/95	1,95	21	
06/04/95	1,85	30	
16/04/95	1,80	38	
28/04/95	1,60	48	
13/05/95	1,45	60	
		75	



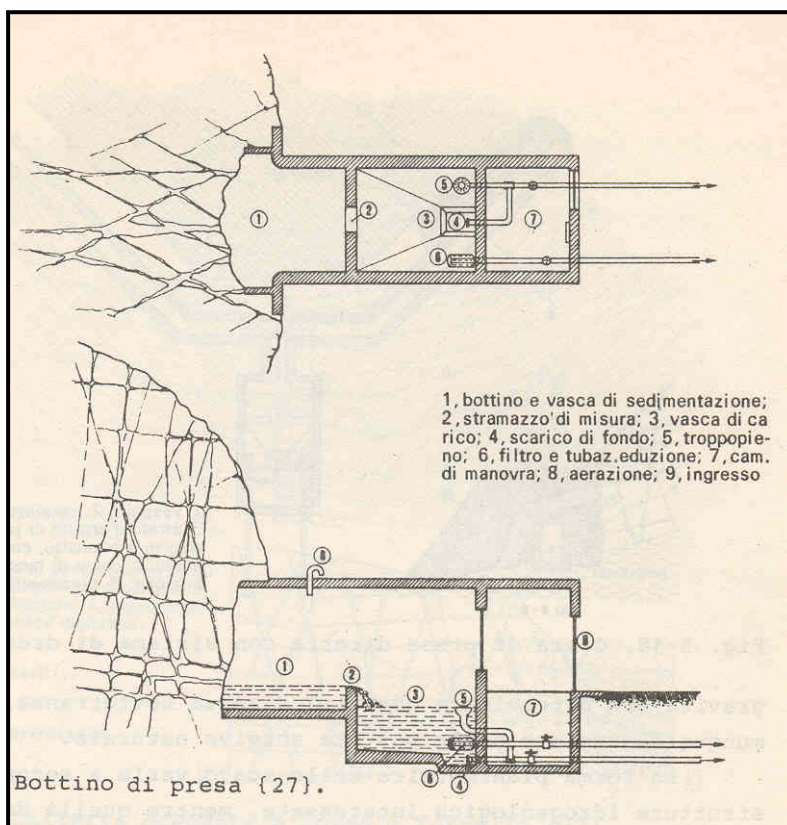
Calcolo del coefficiente d'immagazzinamento

Q_0	2,2
Q_t	1,45
giorni	75
α	0,00556
$W \text{ (m}^3\text{)}$	34196193

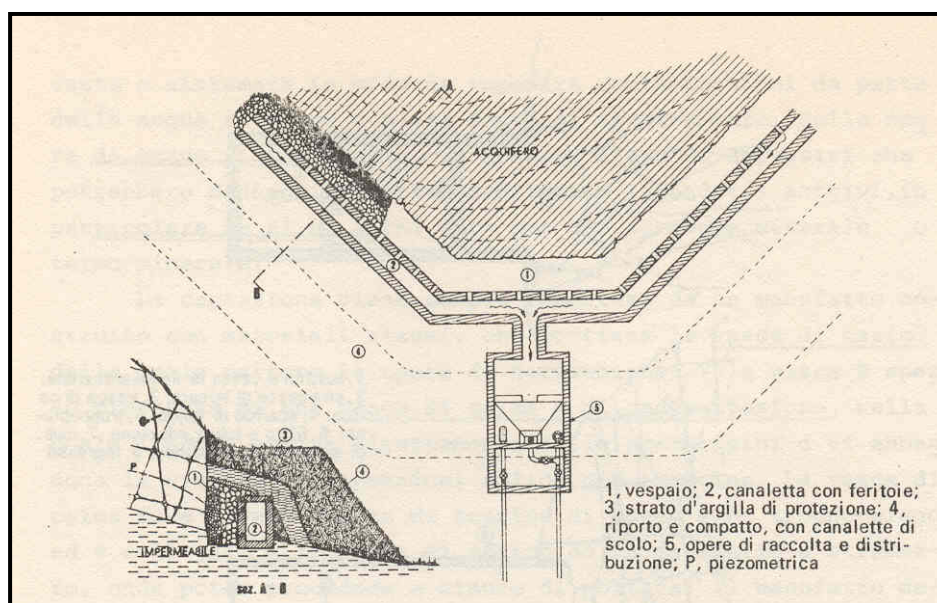
Una volta noto l'immagazzinamento dinamico (W), è possibile dimensionare opportunamente le opere di captazione delle sorgenti evitando di sovrasfruttare la risorsa idrica, o, al contrario, non utilizzarla al meglio. Il dimensionamento delle opere verrà studiato nel corso di "Costruzioni idrauliche".

12.4 TIPOLOGIE DI OPERE DI CAPTAZIONE

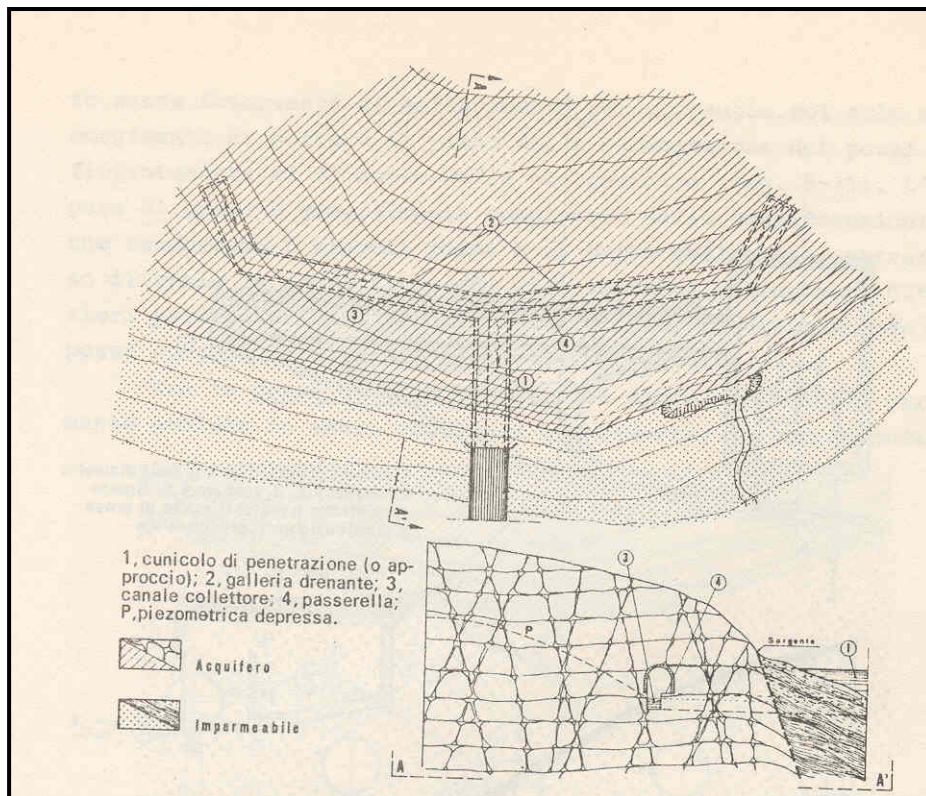
Una rapida panoramica delle principali opere di captazione delle sorgenti è riportata nelle figure che seguono.



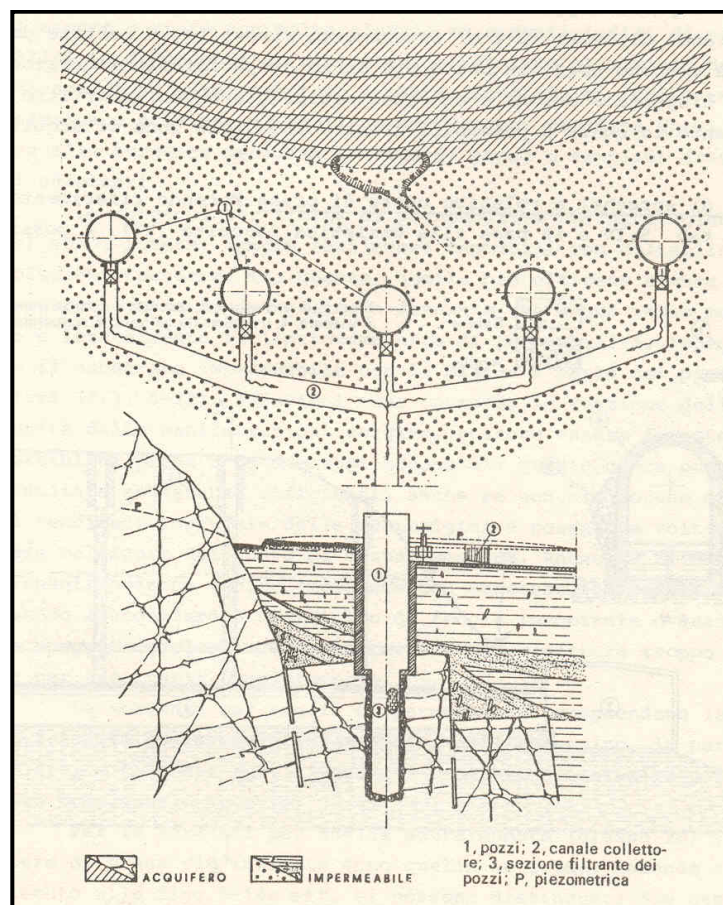
Bottino di presa: si limita a raccogliere le acque che naturalmente fuoriescono dalla sorgente



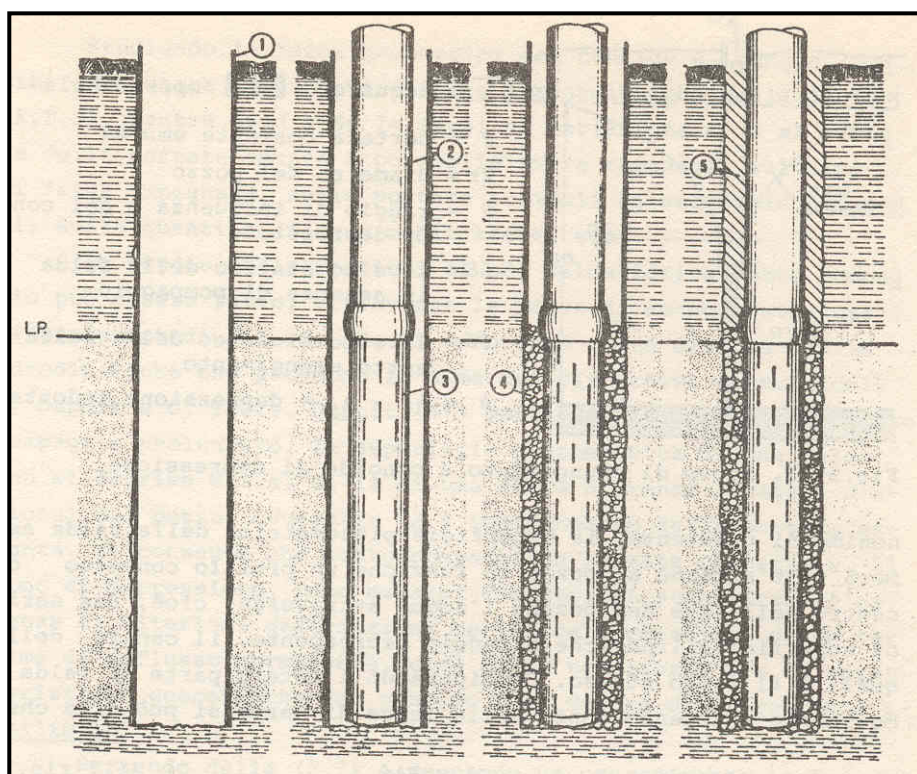
Trincea drenante: raccoglie le acque che emergono da più punti di un fronte idrico continuo



Galleria drenante: è un'opera che entra in profondità nell'acquifero. Con opportuni accorgimenti, si può regolare la quantità d'acqua che si vuol emungere.



Captazione mediante pozzi.



Fasi successive nella realizzazione di un pozzo: a) scavo; b) posizionamento del tubo filtro (tratto sminestrato) e del tubo cieco (parte superiore); c) posizionamento del dreno nell'intercapedine tra lo scavo ed il tubo filtro; d) cementazione del tratto superiore del tubo.

12.5 COMPLESSI IDROGEOLOGICI

Tenuto conto delle caratteristiche di permeabilità e porosità “in grande” dei vari terreni e formazioni geologiche, è possibile individuare grandi unità formazionali che si comportano in maniera analoga, dal punto di vista idrogeologico (**Complessi**).

Ogni complesso idrogeologico, definito su base litologica, può essere caratterizzato da un valore del coefficiente d'infiltrazione potenziale che definisce la percentuale di precipitazione (media annua) che si infila in esso e va ad alimentare le sorgenti.

Per la **Regione Campania**, si ha:

COMPLESSO IDROGEOLOGICO	Superficie km ²	COEFFICIENTE DI INFILTRAZIONE POTENZIALE (%)
Calcareo - dolomitico	3.305	90
Detritico	245	90
Lave	314	60
Arenaceo - conglomeratico	288	40
Alluvionale	2.280	20
Arenaceo - marnoso	2.615	20
Piroclastico	1.795	10
Argille varicolori scagliose	2.753	0



Carta idrogeologica della Campania

Elementi sintetici del bilancio idrogeologico della Campania

Superficie regionale	13.600 km ²
Precipitazioni	15.450 x 10 ⁶ mc/a = 1136 mm/a
Evapotraspirazione	8.931 x 10 ⁶ mc/a = 660 mm/a
Infiltrazione potenziale	2.232 x 10 ⁶ mc/a
Deflusso superficiale	4.284 x 10 ⁶ mc/a
Disponibilità idrica effettiva (sorgenti+portate fluviali)	4.250 x 10 ⁶ mc/a
Fabbisogno al 2015 (domestico + agricolo+industriale)	7.350 x 10 ⁶ mc/a
Deficit idrico al 2015	- 3.100 x 10⁶ mc/a = 100 mc/sec

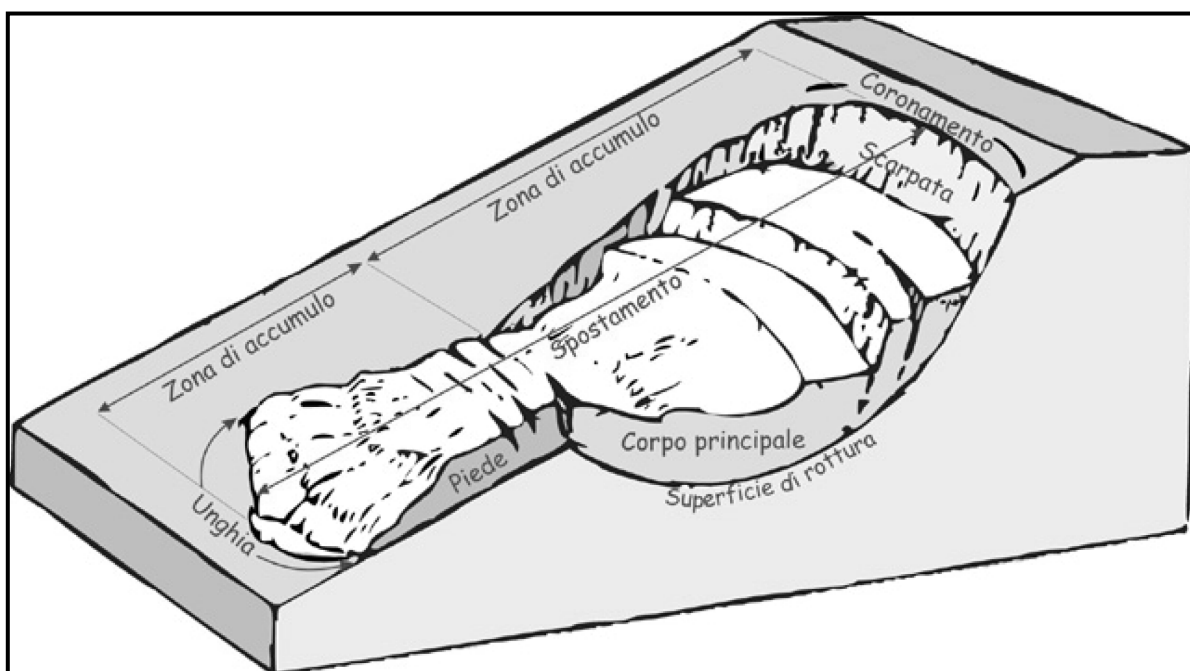
Possibilità di recupero e riciclo delle acque

Disponibilità effettiva	~ 4.000 x 10 ⁶ mc/a
Recupero acque di irrigazione	~1.000 x 10 ⁶ mc/a
Recupero acque industriali	~ 2.000 x 10 ⁶ mc/a
Recupero acque domestiche	~ 350 x 10 ⁶ mc/a
TOTALE	7.350 x 10⁶ mc/a

13.FRANE E STABILITA' DEI PENDII

Frane e generalità sulle loro cause

Le **frane** sono processi morfodinamici, responsabili del modellamento dei versanti. Una frana può definirsi come lo “*spostamento naturale di masse rocciose più o meno cospicue, sciolte o lapidee, che avviene lungo una superficie di scorrimento, con movimento veloce o lento sotto l'influenza della gravità*”. Si tratta quindi di un movimento di massa di una porzione di pendio delimitata alla base da una superficie di rottura che necessariamente deve intersecare il pendio stesso in almeno due punti posti a monte e a valle della zona di rottura.



Forma generale assunta da una frana il cui corpo principale è delimitato superiormente dal profilo topografico del pendio ed inferiormente dalla superficie di rottura. Quest'ultima talora ha una forma a generatrice cilindrica e viene a giorno, in corrispondenza del **coronamento**, individuando una **scarpata principale**. Il **corpo principale**, nella zona di accumulo, può essere interessato da una serie di fratture secondarie che si ricollegano in profondità con la superficie di rottura basale. Per effetto del movimento, che talora può essere principalmente di tipo rotazionale, il corpo principale tende ad assumere una pendenza minore di quella del pendio circostante, non interessato dalla frana. Questo avviene perché la massa dislocata assume una configurazione più stabile, in relazione alle caratteristiche di resistenza al taglio possedute dal materiale franato. Talora la massa in frana appartenente al corpo principale può assumere una disposizione in contropendenza (pendenza verso monte) che favorisce il ristagno delle acque superficiali e la formazione di laghetti temporanei. Dal punto in cui la superficie di rottura principale intercetta il pendio a valle, si diparte il **piede della frana** che termina poi **nell'unghia**. Piede ed unghia della frana si accumulano sul pendio sottostante indisturbato. Poiché la velocità di avanzamento del piede e dell'unghia della frana può essere minore di quella del corpo principale, si possono formare nel materiale in movimento degli accavallamenti con fratture di compressione che individuano caratteristiche gibbosità ed ondulazioni nel pendio. Dall'unghia della frana possono poi generarsi deflussi idrici più o meno cospicui alimentati dalle acque sotterranee che circolano nel materiale franato.

Le **cause delle frane** sono tutte le azioni che turbano gli equilibri naturali di un pendio e possono distinguersi in:

- cause *strutturali*;
- cause *occasional*i (a loro volta distinte in *naturali* ed *artificiali*).

Le *cause strutturali* sono quelle connesse a:

- azione della **gravità terrestre**: si concretizza nel peso della massa potenzialmente mobilizzabile (dato da : massa x accelerazione di gravità (g) essendo $g = 9,81 \text{ m/sec}^2$)
- **fattori geologici** (caratteristiche litologiche dei terreni, giacitura degli strati, stato di fratturazione, alterazione delle rocce, etc.);
- **fattori morfologici** (inclinazione dei versanti): l'inclinazione del versante è funzione delle proprietà fisico-meccaniche dei materiali ed è essa stessa il risultato transitorio di un'incessante azione di modellamento del rilievo;
- **fattori idrogeologici** (porosità e permeabilità delle rocce, circolazione idrica sotterranea, presenza di sorgenti, etc.).

Le *cause occasionali* sono quelle che determinano, in un dato momento, l'alterazione degli equilibri naturali, e sono:

- le **precipitazioni** (liquide e solide): determinano un aumento delle pressioni interstiziali nei terreni con diminuzione di resistenza al taglio nella massa e lungo la superficie di rottura;
- **l'aumento dell'inclinazione del pendio** (per erosione, scalzamento al piede ad opera delle acque incanalate, etc.);
- la **diminuzione di resistenza al taglio** (τ) nella massa e lungo la potenziale superficie di rottura a causa dell'alterazione del materiale: tale resistenza al taglio è di norma espressa dalla Legge di Coulomb modificata da Terzaghi

$$\tau = c' + (\sigma - u)\tan \phi'$$

dove: c' = coesione effettiva; $(\sigma - u)$ = pressione effettiva; σ = pressione totale; u = pressione interstiziale o dell'acqua nei pori; ϕ' = attrito effettivo;

- le **sollecitazioni sismiche** indotte da terremoti o da vibrazioni prodotte artificialmente;
- le **azioni antropiche** (sbancamenti, sovraccarichi, modifica della geometria dei pendii e delle scarpate artificiali, modifiche nel regime delle acque superficiali e sotterranee, interventi di disboscamento, aperture di strade, costruzioni, etc.).

Condizioni di stabilità di un blocco roccioso posto su di un piano inclinato

Si consideri un blocco di peso W in equilibrio su di un piano inclinato di un angolo α rispetto all'orizzontale (vedi figura successiva). Il blocco è soggetto alla sola accelerazione di gravità (g).

La componente della forza peso che agisce parallelamente al piano e che è responsabile dell'eventuale scivolamento del blocco vale: **$W \sin \alpha$** .

La componente normale al piano, che tende a stabilizzare il blocco, vale invece: **$W \cos \alpha$** .

La sollecitazione normale σ che agisce sul potenziale piano di slittamento vale: **$\sigma = (W \cos \alpha) / A$** con A = area di base del blocco.

Si ammette che la resistenza al taglio lungo il piano inclinato è data dalla nota espressione di Coulomb:

$$t = c + \sigma \tan \phi$$

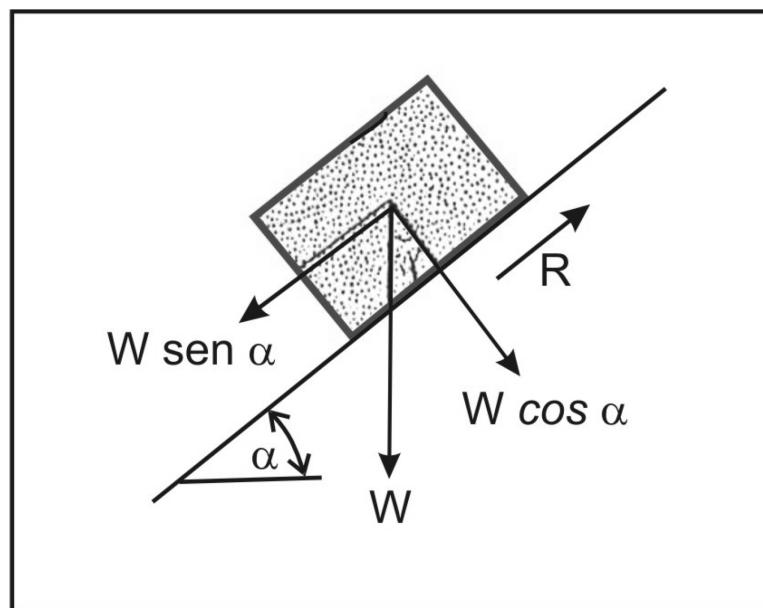
e sostituendo quindi avremo:

$$\tau = c + (W \cos \alpha) / A \tan \phi$$

La resistenza allo slittamento (reazione) lungo il piano sarà data da:

$$R = c A + (W \cos \alpha) \tan \phi$$

in cui $R = \tau A$ è la “forza” di taglio (resistente) che si oppone allo slittamento



Condizioni di stabilità di un blocco posto su un piano inclinato

Il blocco si troverà sul punto di slittare, ovvero in condizioni di **equilibrio limite**, quando avremo:

$$W \sin \alpha = c A + (W \cos \alpha) \tan \phi$$

Poiché lungo il piano di slittamento la coesione è nulla (il blocco è solo “poggiato” sul piano), la condizione di equilibrio limite diventa:

$$\alpha = \phi$$

In definitiva si avrà:

Il blocco è in equilibrio limite, se:	Il blocco slitterà, se:	Il blocco è stabile sul piano, se
$\alpha = \phi$	$\alpha > \phi$	$\alpha < \phi$

Come si vede, le condizioni d'equilibrio sono indipendenti dalle dimensioni fisiche del blocco e dipenderanno unicamente dall'attrito lungo il piano e dalla sua inclinazione.

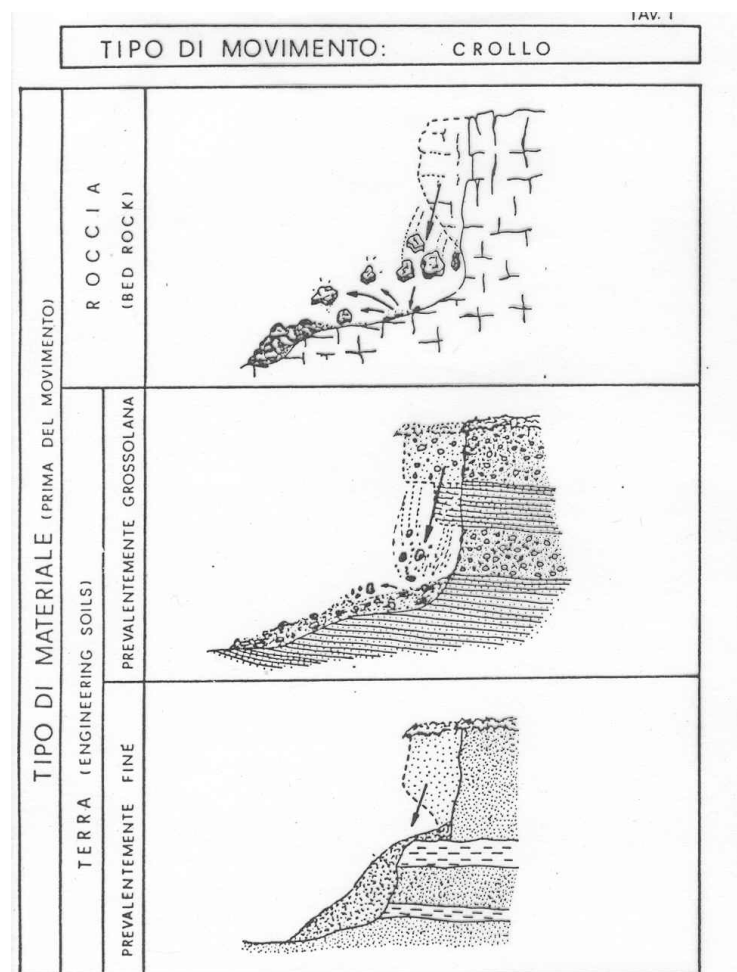
13.1 LA CLASSIFICAZIONE DELLE FRANE

La classificazione delle frane comunemente utilizzata è quella proposta nel 1978 da **Varnes**.

I fenomeni franosi vengono distinti in base a due fattori fondamentali:

- 1) **natura del materiale prima del movimento;**
- 2) **tipologia del movimento.**

A) CROLLO: il fenomeno si manifesta con il distacco di terra o roccia da un pendio acclive lungo una o più discontinuità sulle quali lo spostamento di taglio è nullo o limitato. Il materiale si muove quindi nell'aria per caduta libera, rimbalzo e rotolamento.

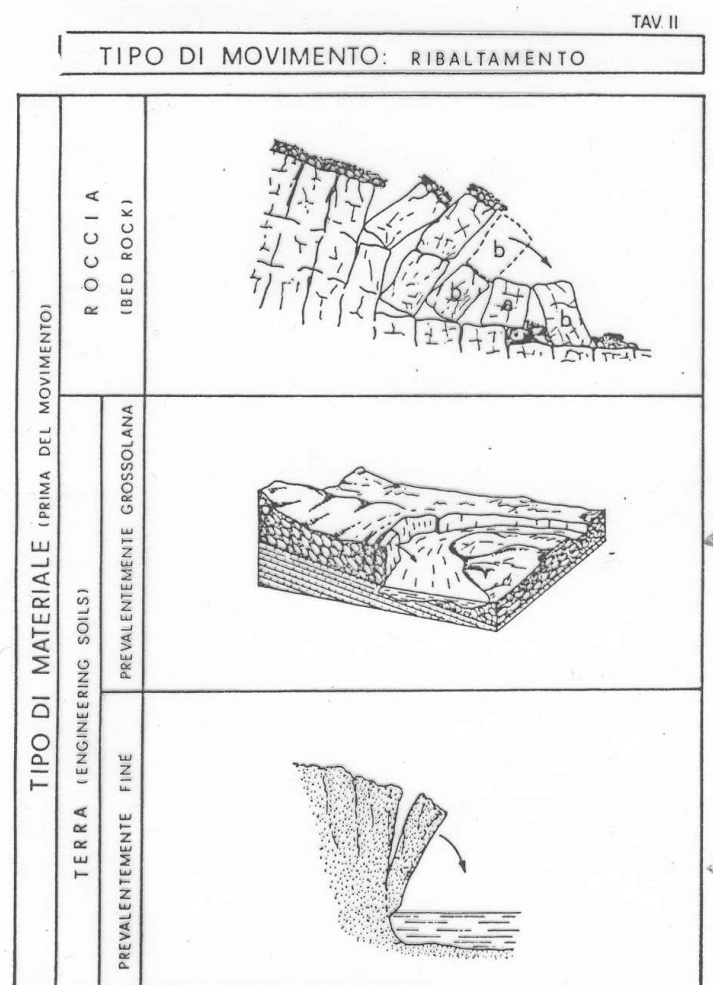


Crolli in roccia (a) ed in terreni (b); in questi ultimi il fenomeno è condizionato dalla granulometria del materiale. L'esperienza ha dimostrato che le masse di roccia o terra vanno in caduta libera se l'inclinazione del pendio supera i 76° .

L'impatto diretto di queste masse sui tratti di pendio sottostanti, meno inclinati, provoca il rimbalzo. L'altezza e le traiettorie dei rimbalzi dipendono dalle proprietà del materiale che forma il pendio sul quale impattano i massi e dall'angolo formato tra il pendio e la traiettoria di impatto. Su pendii con inclinazioni uguali o minori di 45°, le masse franate iniziano a rotolare. La presenza di scarpate localizzate interrompe il processo di rotolamento e le masse possono nuovamente partire in caduta libera con successivi rimbalzi seguiti da rotolamenti fino al punto di arresto.

Il movimento di detriti asciutti, sottoforma di flussi molto rapidi, generati da crolli di ampie dimensioni, con velocità superiori a 50 m/s, viene denominato “**valanga di roccia**” (*rock avalanches* in inglese; *sturzsstroms* in tedesco). Il movimento di detriti asciutti dopo il distacco, è causato dal flusso turbolento provocato dalle sollecitazioni che si trasmettono tra le particelle durante le continue collisioni. Tale meccanismo di movimento non richiede la presenza di acqua nella massa o, addirittura, di aria. Si spiegherebbero così anche molte delle frane osservate dalle sonde spaziali sulla superficie di Marte.

B) RIBALTAMENTO: il fenomeno si manifesta con rotazione in avanti, verso l'esterno del versante, di una massa di terra o roccia, intorno ad un punto o un asse situato al di sotto del centro di gravità della massa spostata (in inglese: *topple* e *toppling*).



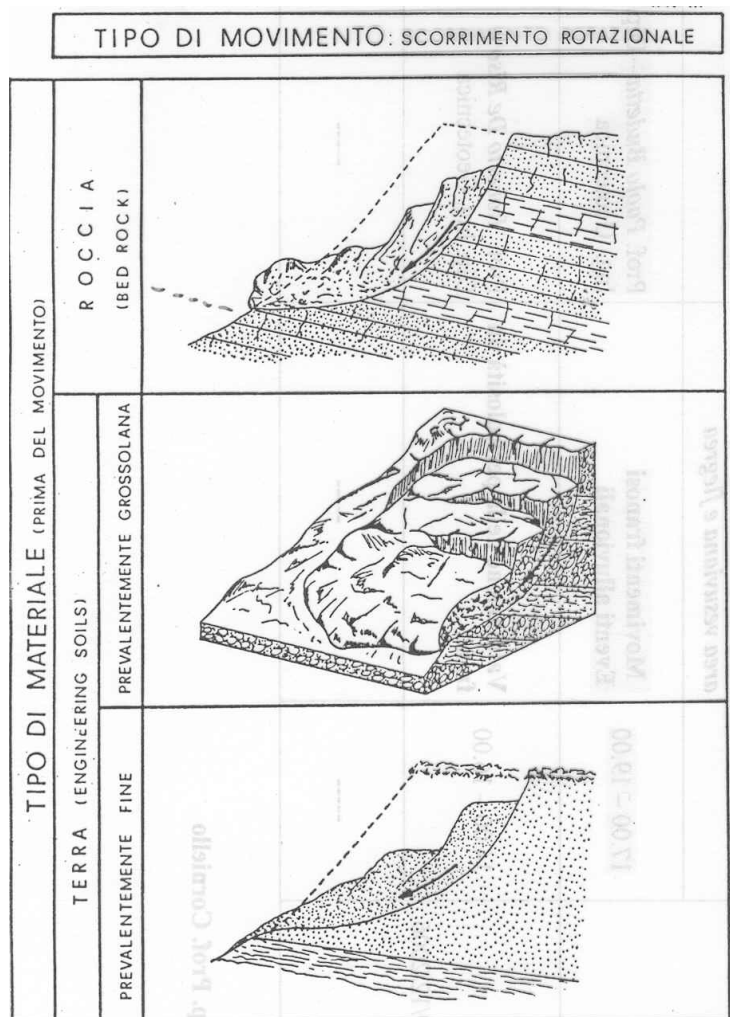
Ribaltamenti in roccia (a) e in terreni (b). A volte il ribaltamento è provocato dalla spinta degli elementi colonnari posti a tergo di quello interessato dal movimento oppure dall'acqua o ghiaccio presente nelle fratture a tergo del blocco che si sta staccando. Nelle rocce, il ribaltamento è favorito anche dalla disposizione a reggipoggio fortemente inclinato (quasi

verticale) degli strati o delle altre fratture. Fenomeni di ribaltamento sono tipici dei tufi vulcanici e delle lave con fratturazione colonnare.

C) SCORRIMENTO: (in inglese *slide*) movimento verso la base del versante di una massa di roccia o terreno che avviene in gran parte lungo una superficie di rottura o entro una fascia, relativamente sottile, di intensa deformazione per taglio. Può essere rotazionale e in tal caso il movimento, inizialmente, non avviene in maniera uniforme e simultanea lungo quella che sarà la superficie di rottura finale. Spesso i primi indizi di movimento sono rappresentati dall'apertura di fratture nel pendio lungo quella che diventerà la scarpata principale di frana. La massa dislocata scorrerà oltre il piede della superficie di rottura ricoprendo il pendio originario che, a sua volta, diverrà una superficie di separazione tra la parte sottostante stabile e quella sovrastante mobilizzata.

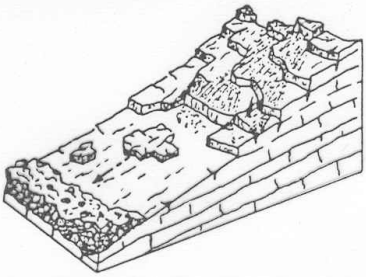
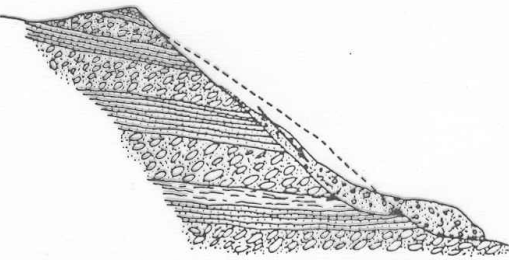
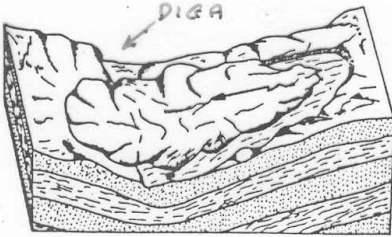
Si distinguono scorrimenti di tipo **rotazionale** da scorrimenti di tipo **traslativo**.

C1) Scorrimento rotazionale: (*rotational slide*) la massa si muove lungo una superficie curvilinea a generatrice cilindrica subendo, a volte, solo piccole deformazioni interne. La porzione del corpo di frana prossima al coronamento può subire movimenti prevalentemente verticali, mentre la restante parte può subire movimenti di rotazione con inclinazione verso monte che provocano contropendenze nel versante.



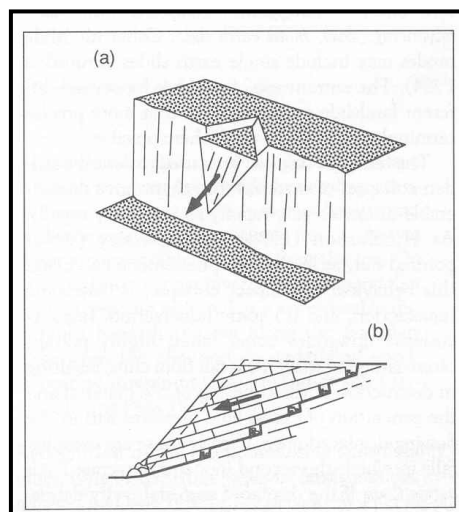
Scorrimenti rotazionali in roccia (a) e nei terreni (b): generalmente i terreni e le rocce interessati dal movimento rotazionale sono omogenei alla scala dell'affioramento e la superficie di rottura, tra le infinite superfici potenziali, è quella lungo la quale si ha la massima concentrazione degli sforzi di taglio. La formazione di contropendenze nel versante favorisce il ristagno dell'acqua piovana che più facilmente si infila, riducendo ulteriormente la resistenza al taglio lungo la superficie di rottura. Ciò facilita il movimento che si arresterà solo quando l'inclinazione del versante è sufficientemente bassa.

C2) Scorrimento traslativo: (*translational slide*) la massa si sposta lungo superfici di rottura planari o ondulate e lo slittamento provoca un sormonto del corpo di frana sulla superficie originaria del pendio. Lo spessore della massa in frana generalmente è minore di quello di frane rotazionali. La massa spostata dalla frana può raggiungere elevate velocità in funzione dell'inclinazione della superficie di rottura e del contenuto d'acqua; essa può poi evolvere in colata. Scorrimenti traslativi in roccia si generano lungo discontinuità (piani di strato, fratture, sovrascorrimenti, etc.) fortemente inclinate verso valle e quindi con giacitura a franapoggio.

TIPO DI MOVIMENTO: SCORRIMENTO TRASLATIVO		
TIPO DI MATERIALE (PRIMA DEL MOVIMENTO)	ROCCIA (BED ROCK)	
	PREVALENTEMENTE GROSSOLANA (ENGINEERING SOILS)	
	PREVALENTEMENTE FINE	

Scorrimenti traslativi in roccia (a) e nei terreni (b): lo schema riportato in **b2** è quello relativo alla frana della diga del Vajont del 1963. Un'enorme massa stimata in milioni di metri cubi si staccò dal fianco orientale del Monte Toc precipitando nell'invaso e provocando ondate che, dopo aver scavalcato la diga, ricaddero nell'alveo incassato del torrente, provocando 1917 morti. Il piano di scorrimento coincise con un livello di marne argillose.

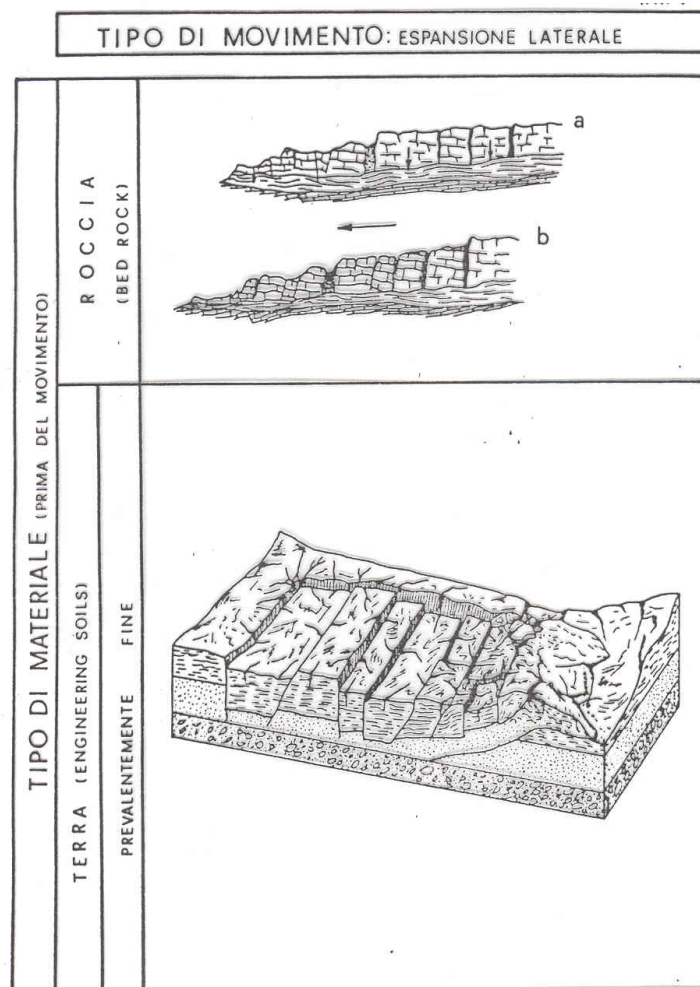
Talora, la superficie di rottura può essere formata da due discontinuità che si intersecano tra di loro. In tal caso, la massa scorre lungo la linea di intersezione tra le due discontinuità. Questo modello di frana da scorrimento viene chiamata **“rottura a cuneo”** (*wedge slide*).



Rottura a cuneo lungo linea di intersezione liscia (a); rottura a cuneo lungo linea d'intersezione a “gradini”

Infine, sono possibili **scorrimenti complessi** (rotazionali + colata; traslativi + colata; rototraslativi, etc) che iniziano secondo un meccanismo di rottura ed evolvono poi in un altro. Non vi è ancora unanimità di vedute su questi fenomeni che spesso vengono definiti come colate di detriti, colate di fango, scorrimenti di terra – flussi di terra, etc. Per questi movimenti, vedi punto (E).

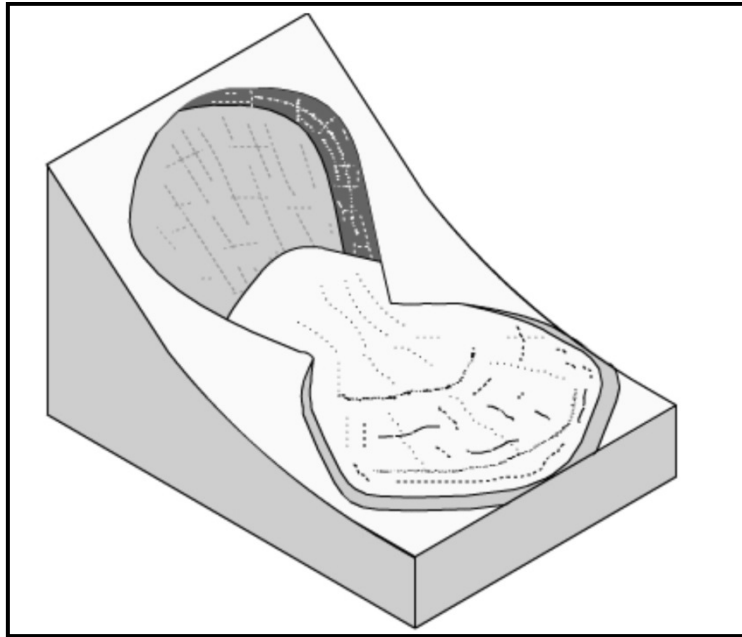
D) ESPANSIONE o ESPANDIMENTO LATERALE: (*spread*) movimento di un ammasso roccioso o di un terreno coesivo, in seguito all'estrusione e allo spostamento di un livello di materiale duttile sottostante, associato alla subsidenza della massa fratturata. La superficie di rottura non è una superficie di intensa deformazione di taglio. L'espansione può essere causata dalla liquefazione o dal flusso del materiale a maggior duttilità. Trattasi di movimenti complessi che però sono sufficientemente comuni in molte situazioni geologiche, anche italiane.



Espansione a blocchi in roccia (a e b); espansione per liquefazione nei terreni (c). Nei modelli di frana tipo a e b i blocchi di roccia fratturati si sono formati a seguito del cedimento differenziale indotto in uno strato rigido molto spesso, dall'estrusione del terreno sottostante, duttile. Quest'ultimo, molto più soffice ed anche imbibito d'acqua, può essere estruso nelle fratture della roccia sovrastante. I movimenti sono lentissimi ed apprezzabili solo con apparecchiature di monitoraggio molto sofisticate. Le aree coinvolte sono estese (fino ad alcuni chilometri quadrati) ed il fenomeno, detto anche “*gravitativo profondo di versante*”, assume più una rilevanza scientifica che tecnica dal momento che non esistono metodologie in grado di arrestarne l'evoluzione. Il modello (b) invece interessa spesso limi ed argille dette “*sensitive*” che perdono resistenza a causa del disturbo indotto da diversi fattori geomorfologici. L'improvvisa perdita di resistenza dell'argilla ne determina la fluidificazione. Il movimento può essere improvviso e raggiungere elevate velocità, lungo

pendii inclinati anche di pochi gradi. Se l'argilla superficiale è rigida e poggia su strati sottostanti, duttili e molto compressibili, essa può fratturarsi formando horst e graben (vedi).

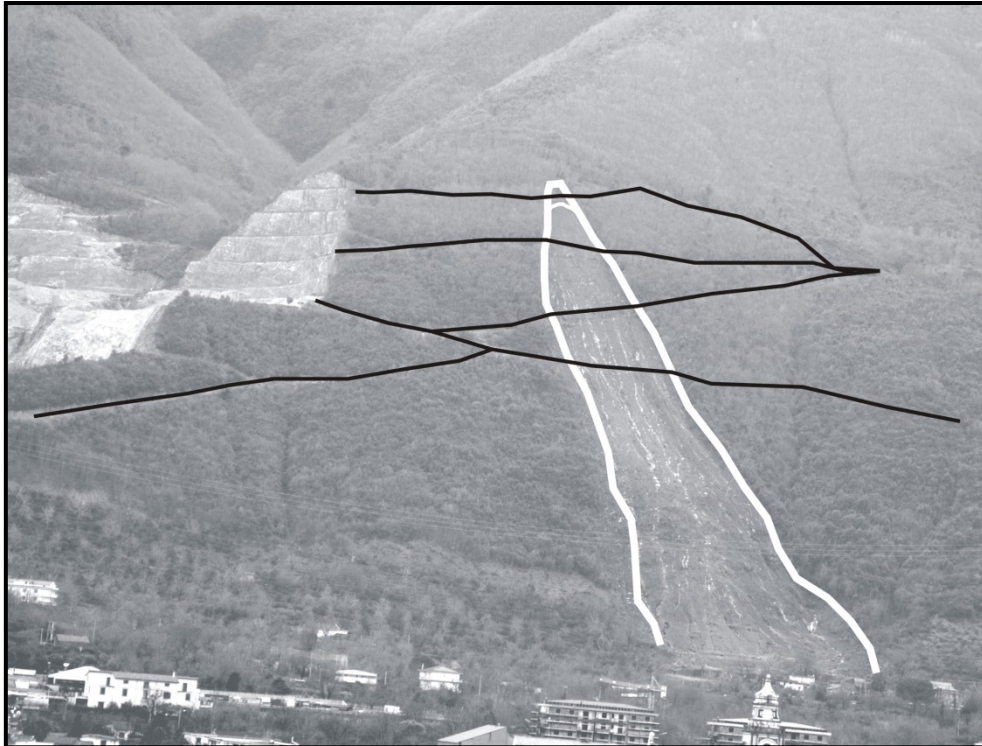
E) COLAMENTO: (*flow*) movimento distribuito in maniera continua all'interno della massa spostata. Le superfici di taglio all'interno di questa sono multiple, temporanee e generalmente non vengono conservate. La distribuzione delle velocità nella massa spostata è analoga a quella all'interno di un fluido viscoso.



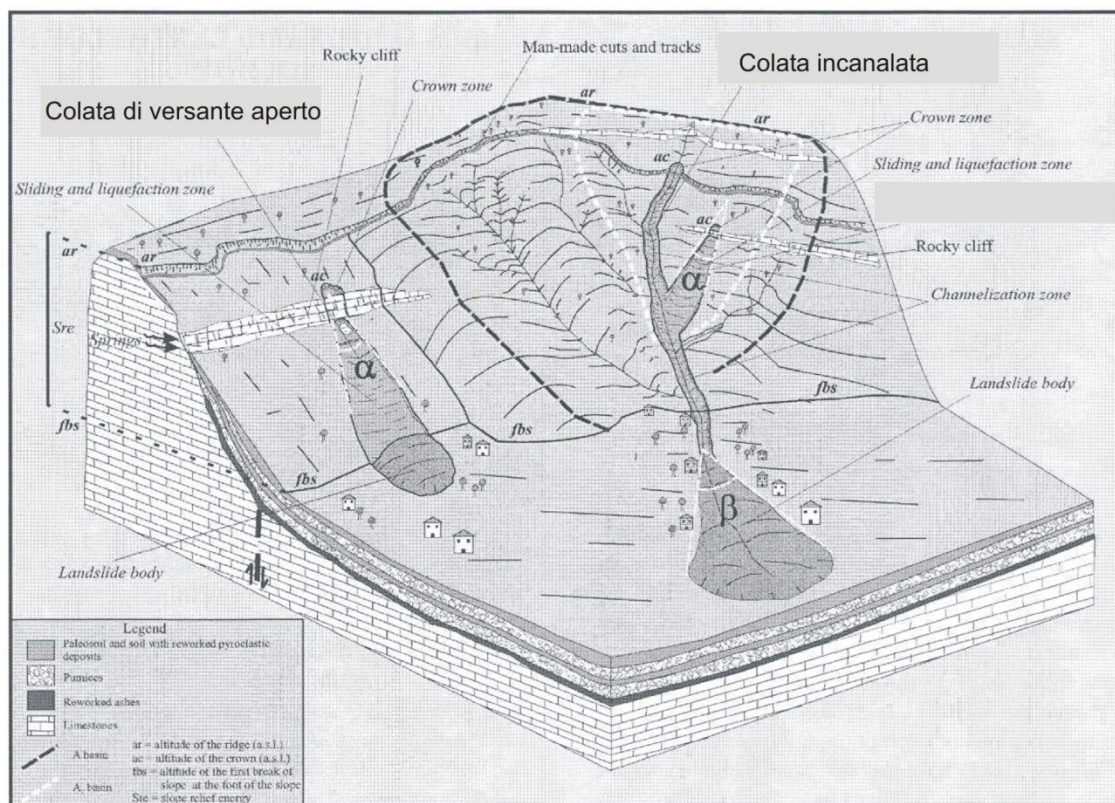
Frana per colamento: si tratta di deformazioni plastiche che interessano interi pendii al piede dei quali si forma una vera e propria conoide formata da materiale caotico. Molto frequentemente in queste frane essendo i piani di taglio temporanei, manca o non è facilmente individuabile una netta superficie di rottura basale. Questa evenienza crea notevoli difficoltà in fase di progettazione degli interventi di sistemazione.

Poiché nei pendii argillosi o prevalentemente argillosi (tipo *flysch*), il contenuto d'acqua gioca un ruolo determinante, vi è tutta una gradazione di meccanismi di rottura dagli scorrimenti ai colamenti in funzione del contenuto d'acqua, della mobilità e dell'evoluzione del fenomeno franoso.

E1) Colamenti di detriti (*Debris flow*): rapido movimento verso valle di una massa di detriti, di granulometria maggiore o uguale alla sabbia, che ingloba blocchi del diametro di circa 1 metro o superiore, con velocità variabile tra 2 e 40 km/h. Il movimento avviene lungo pendii acclivi in forma di colamento. Si distinguono colamenti di detriti **incanalati** (*channelized debris flow*) e di **versante aperto** (*open-slope debris flow*).



Colata di versante aperto. Frana di Nocera Inferiore del marzo 2005. La linea bianca individua il limite della colata; le linee nere individuano i tracciati di alcune stradine implicate nel dissesto.



Colate di versante aperto (a) ed incanalate (b). Nel primo caso la colata interessa un pendio acclive ma piuttosto regolare; tende ad aprirsi a forma di triangolo isoscele e la corona di frana può interessare un'area di estensione molto limitata. Nel secondo caso, la colata si incanala nel reticolo idrografico rimanendo ivi confinata fintantoché il suo volume riesce ad essere contenuto nel canale stesso. Di solito, alla base del pendio il corpo di frana abbandona il canale e si espande a forma di ventaglio. Il disegno riporta la situazione stratigrafica e geomorfologica tipica di molte zone dell'Appennino campano ove le rocce carbonatiche sono ricoperte da spessori solitamente variabili tra 1 e 5 metri di terreni piroclastici, in precarie condizioni d'appoggio. La saturazione parziale o totale dei terreni piroclastici a seguito di

piogge intense e prolungate crea i presupposti necessari perché si possano innescare colate in materiali piroclastici. Le zone d'innescio si concentrano preferenzialmente in corrispondenza di rotture di pendenza improvvise nel versante, per cause naturali (balze, cornici di morfoselezione, scarpate di faglia, etc.) o antropiche (tagli stradali, riempimenti e riporti a seguito di movimenti di terra, canalizzazioni interrotte, etc.). La mobilità di queste colate ne condiziona il punto di arresto raggiungibile dal corpo di frana. Essa dipende dal contenuto d'acqua della massa, dall'altezza di caduta, dalla pendenza del versante, dalla forma dei canali e da fattori vegetazionali ed antropici. Di solito, la mobilità delle colate incanalate è maggiore di quella delle colate di versante aperto.



Altro esempio di colata di versante aperto

Con l'aumentare del contenuto d'acqua nella massa in frana e riducendosi contestualmente la concentrazione dei sedimenti presenti nell'agente di trasporto (acqua), si ha il passaggio dai debris flows al cosiddetto “**flusso iperconcentrato**” che diviene via via sempre meno concentrato fino al “**trasporto solido**” per trascinamento ed in sospensione all'interno di una corrente idrica fluviale. Tale evenienza è quantitativamente evidenziata dal seguente diagramma di Hutchinson.

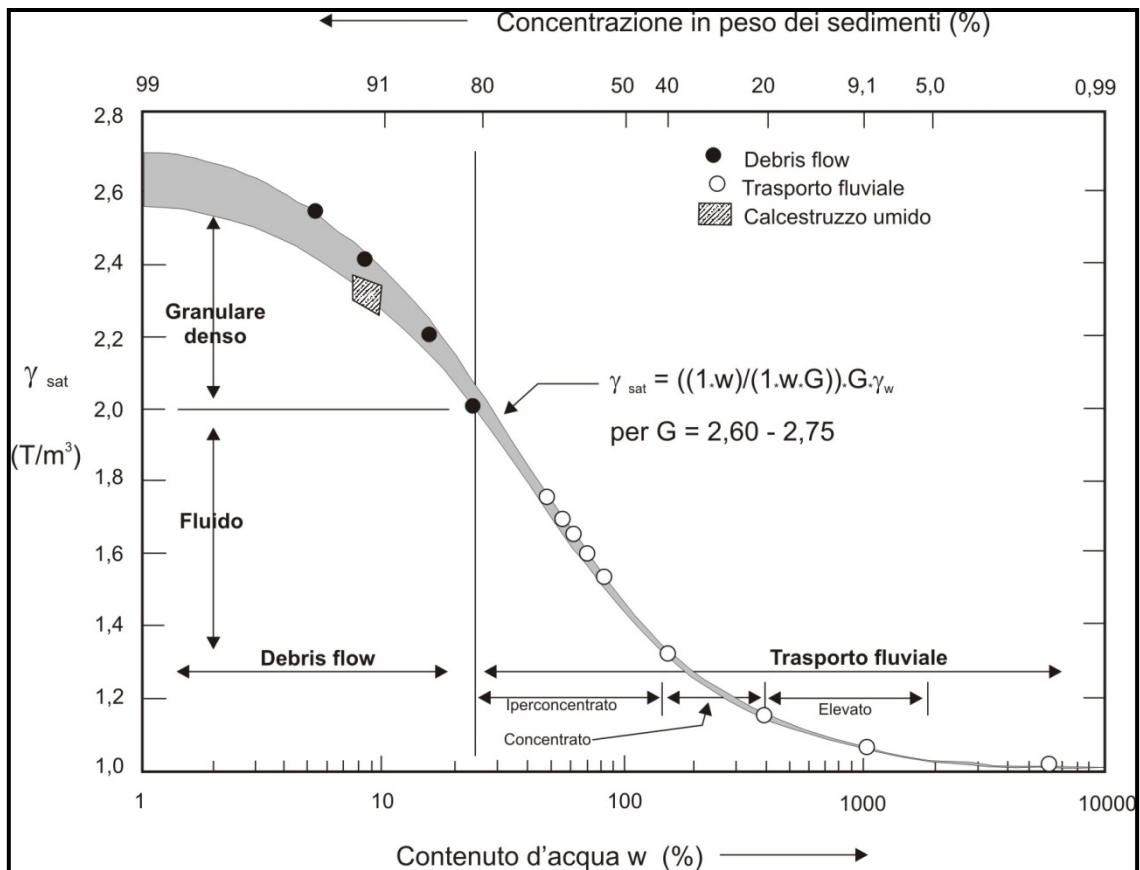
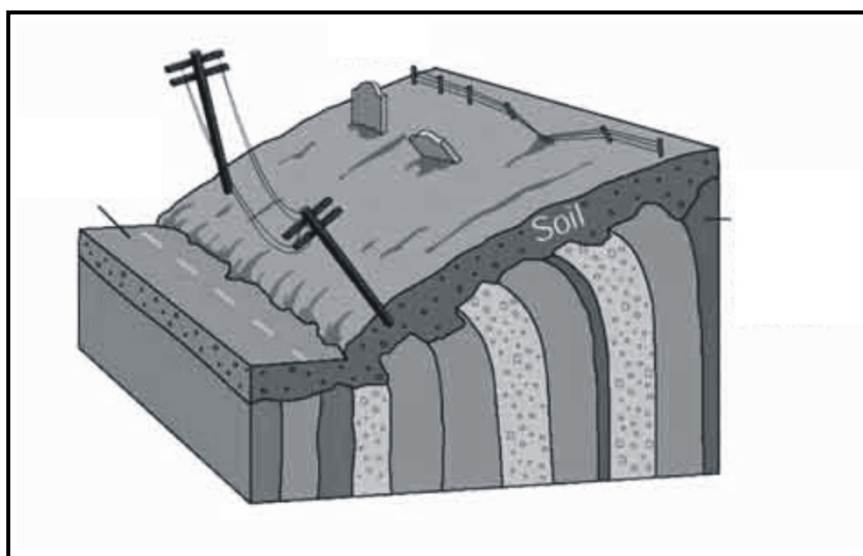


Diagramma di Hutchinson: spettro continuo delle concentrazioni dei sedimenti dal semplice trasporto fluviale, via via più concentrato, fino ai debris flows. Il passaggio al debris flow si ha per concentrazioni in peso dei sedimenti pari a circa l'80 % e con contenuti d'acqua di circa il 25 %. Un valore di γ_{sat} dei terreni pari a circa 2 T/m³, individua il passaggio da un debris flow “**fluido**” ad uno “**granulare denso**”. Per comodità di lettura e per confronto è riportato il range di variazione di concentrazioni in peso e contenuti d'acqua del calcestruzzo umido. G rappresenta il peso specifico assoluto delle particelle di terreno.

13.2 I FENOMENI EROSIVI

Oltre alle frane propriamente dette, esiste tutta una serie di **fenomeni erosivi** che interessano i versanti in maniera più o meno massiccia ed estensiva. A differenza delle frane, nei fenomeni erosivi non vi è una superficie di rottura ed il movimento interessa i singoli “granelli” del terreno che vengono asportati in maniera lenta ma continua.



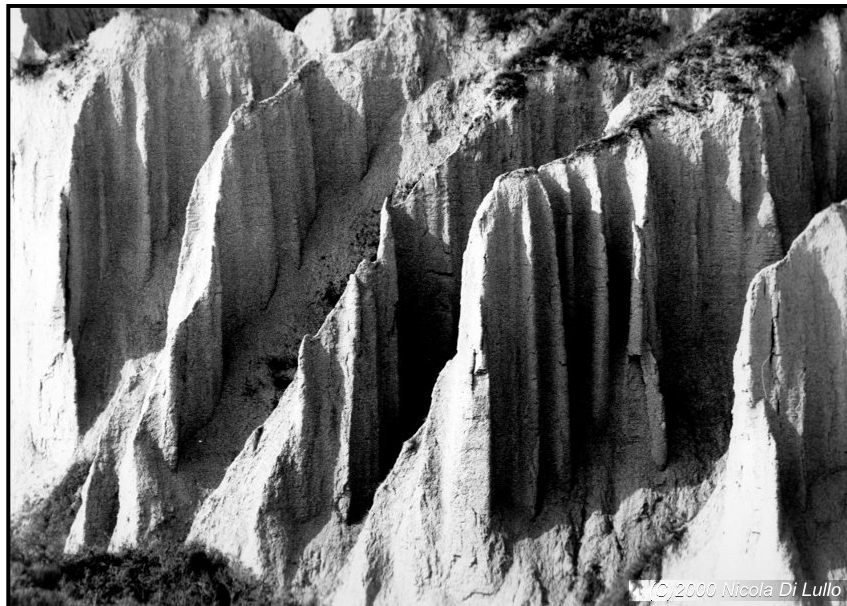
Versante interessato da fenomeni erosivi di tipo “**creep**”, ossia lenta deformazione superficiale della coltre di suolo per effetto della gravità e delle acque di ruscellamento. Il movimento è evidenziato dalla curvatura degli alberi o dei pali delle linee elettriche; dalle deformazioni delle recinzioni, delle lapidi o confini di più antica data.

Sempre nella categoria dei fenomeni erosivi, rientrano anche i “**Calanchi**”. Si tratta di morfologie erosionali tipiche di molti versanti argillosi (in particolare le “*argille grigio – azzurre*” del Pliocene), che presentano numerose incisioni, molto approfondite, che si uniscono a formare veri e propri reticoli idrografici di piccola estensione ma numerosissimi. La superficie del versante si presenta quindi denudata e priva di vegetazione che viene rapidamente asportata oppure non riesce ad attecchire poiché il terreno è sterile, cioè privo di suolo idoneo all’impianto degli arbusti.

La formazione è dovuta al fatto che, in estate, il versante argilloso si disidrata al punto tale da dar luogo alla formazione di una tipica fessurazione poligonale, superficiale. Quando in autunno riprendono le piogge, l’acqua meteorica non potendosi infiltrare in profondità nell’argilla (in quando essa è impermeabile) scorre in superficie all’interno delle fessure, allargandole ed approfondendole progressivamente. Le acque di ruscellamento erodono quindi le particelle argillose asportandole ed approfondendo sempre più i solchi fino a creare creste aguzze e vallecole incassate dove in occasione di forti piogge il trasporto solido è attivissimo.



Tipico paesaggio calanchivo nelle argille grigio-azzurre.



Dettaglio che mostra le creste aguzze e le vallecole incassate tipiche delle aree calanchive.

STATO DI ATTIVITÀ DELLE FRANE

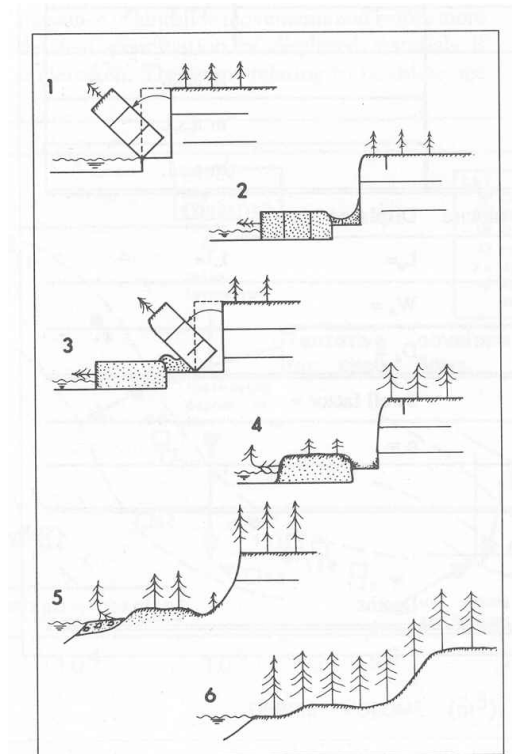
Lo stato di attività di una frana descrive le informazioni disponibili circa il momento in cui si è realizzato il fenomeno e quindi è utile per la previsione del tipo di evoluzione temporale che la stessa può subire.

Una frana può essere classificata come:

1. **Attiva** (*active*): se essa è attualmente in movimento, al momento dell'osservazione o dell'esecuzione dello studio o rilievo. Nel caso di movimenti che evolvono rapidamente è difficile attribuire ad esse questo attributo.
2. **Sospesa** (*suspended*): se la frana si è mossa nell'ultimo ciclo stagionale ma non è attualmente attiva.
3. **Riattivata** (*reactivated*): se la frana si attiva dopo essere stata inattiva per un certo periodo.
4. **Quiescente** (*dormant*): se inattiva ma riattivabile dalle sue cause originali tuttora esistenti.

5. Stabilizzata (*stabilized*): se inattiva e protetta dalle cause originali.

6. Relitta (*relict*): se inattiva e sviluppatasi in condizioni geomorfologiche e climatiche molto diverse dalle attuali. Si usa talora anche il termine di “paleofrana”.



Stato di attività delle frane: (1) attiva; (2) sospesa; (3) riattivata; (4) quiescente; (5) stabilizzata; (6) Relitta

13.3 DISTRIBUZIONE DI ATTIVITA' DELLE FRANE

La distribuzione dell'attività di un corpo di frana o dentro un corpo di frana, descrive il modo in cui la frana si sta evolvendo o muovendo e quindi consente di avere indicazioni circa l'evoluzione spaziale del dissesto. Una frana si può classificare come:

1. in **avanzamento** (*advancing*): se la superficie di rottura tende a propagarsi nella direzione di movimento;
2. **retrogressiva** (*retrogressing*): se la superficie di rottura si propaga in senso opposto a quello di movimento del materiale spostato;
3. in **allargamento** (*widening*): se la superficie di rottura tende a propagarsi verso uno o entrambi i fianchi
4. **costante** (*moving*): se il materiale mossosi continua a muoversi senza apprezzabili variazioni della superficie di rottura e del volume di materiale spostato;
5. **confinata** (*confined*): se pur essendo presente una scarpata non è visibile (svilupata) la superficie di scorrimento al piede della massa spostata.

Velocità del movimento franoso

Viene introdotto il concetto di velocità del movimento in quanto si parte dall'assunto che le frane siano tanto più severe quanto più sono veloci. La stima della velocità di un movimento franoso non è affatto facile e comporta un ampio margine di incertezza.

Nella tabella seguente si riporta la classifica delle frane in base alla velocità, proposta da Cruden e Varnes (1994). Il numero della classe rinvia alla classificazione dei possibili danni, sempre secondo gli Autori citati

Classe	Descrizione	Velocità
7	Estremamente rapida	5 m/s
6	Molto rapida	3 m/min
5	Rapida	1.8 m/h
4	Moderata	13 m/mese
3	Lenta	1.6 m/anno
2	Molto Lenta	16 mm/anno
1	Estremamente Lenta	-

Classificazione delle frane in base alla velocità

Classe	Danni
7	Catastrofe di eccezionale violenza. Edifici distrutti per impatto del materiale. Morti e impossibilità di fuga
6	Perdita di alcune vite umane. Velocità troppo elevata per evacuazione.
5	Possibile evacuazione. Distruzione strutture, immobili e installazioni permanenti
4	Possibile mantenimento di strutture temporanee o poco danneggiabili
3	Possibile realizzazione di lavori di rinforzo e restauro durante il movimento. Strutture meno danneggiabili e mantenibili con frequenti lavori di rinforzo salvo accelerazioni del movimento
2	Alcune strutture permanenti possono essere danneggiate dal movimento
1	Movimento impercettibile. Costruzione edifici possibile con alcune precauzioni

Danni attesi per le classi di intensità secondo Cruden e Varnes (1994).

La **stima della velocità** del movimento può essere effettuata mediante:

- rilievi successivi della posizione di oggetti;
- ricostruzione di traiettorie di settori della massa in movimento;
- testimoni oculari;
- monitoraggio strumentale;
- formule empiriche;
- dati storici (ad esempio confronto tra cartografie in anni successivi, etc.).

Dimensione delle frane

Una frana è *tanto più severa quanto più è grande*. Le dimensioni della frana possono essere espresse in vario modo. Sulla base del **volume** del materiale coinvolto nel fenomeno franoso è stata proposta la scala riportata nella tabella seguente.

Classe	Descrizione	Volume (m ³)
7	Estremamente grande	$>5*10^6$
6	Molto grande	$1*10^6-5*10^6$
5	Mediamente grande	$2.5*10^5-1*10^6$
4	Media	$5*10^4-2.5*10^5$
3	Piccola	$5*10^3-5*10^4$
2	Molto piccola	$5*10^2-5*10^3$
1	Estremamente piccola	$<5*10^2$

Classifica delle frane in funzione del volume spostato (Fell, 1994)

La *misura del volume* coinvolto può essere effettuata nei seguenti modi:

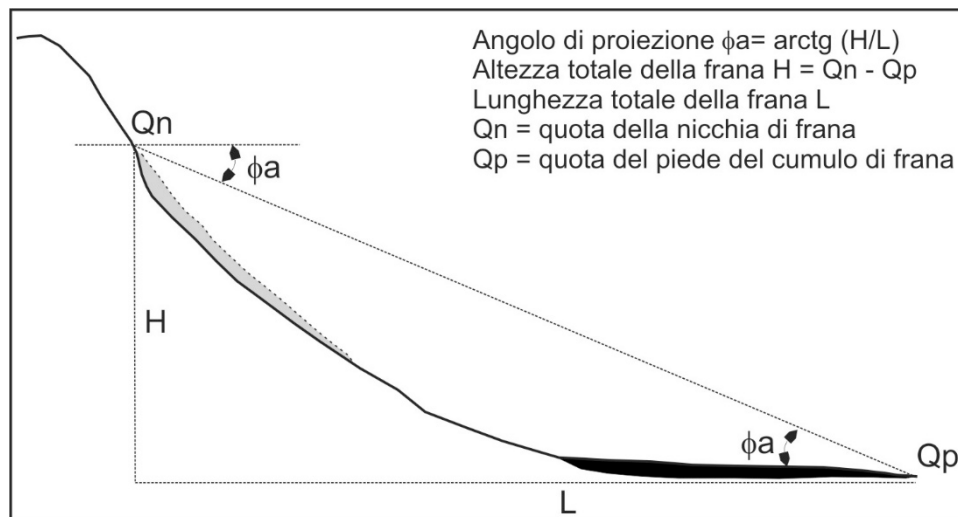
- analisi sul terreno e stima approssimativa dei volumi;
- calcolo geometrico sulla base dei parametri morfometrici misurabili (lunghezza, larghezza e profondità della zona di distacco e del deposito accumulato) e ricostruzione della superficie di rottura e della superficie topografica preesistente (attraverso modelli geometrici);
- calcolo mediante formule empiriche.

13.4 MOBILITÀ ED ANGOLO DI PROIEZIONE DELLE FRANE

La mobilità di una frana è una misura della capacità che ha il corpo di frana di percorrere distanze più o meno rilevanti, a partire dal punto di distacco. Tale capacità dipende da molteplici fattori che possono così di seguito elencarsi:

- altezza del punto di distacco della frana, rispetto al punto di recapito: essa ha influenza sulla quantità di energia cinetica posseduta dalla massa in movimento;
- caratteristiche morfologiche e topografiche del percorso di caduta: la presenza di curve, biforcazioni, ostacoli vari, tipo e densità della vegetazione, etc. hanno influenza sulla mobilità e sulla traiettoria seguita dal cumulo di frana;
- caratteristiche litologiche e proprietà fisico- meccaniche dei terreni del cumulo di frana e di quelli del substrato sul quale la massa scorre;
- contenuto d'acqua e comportamento reologico della massa in movimento.

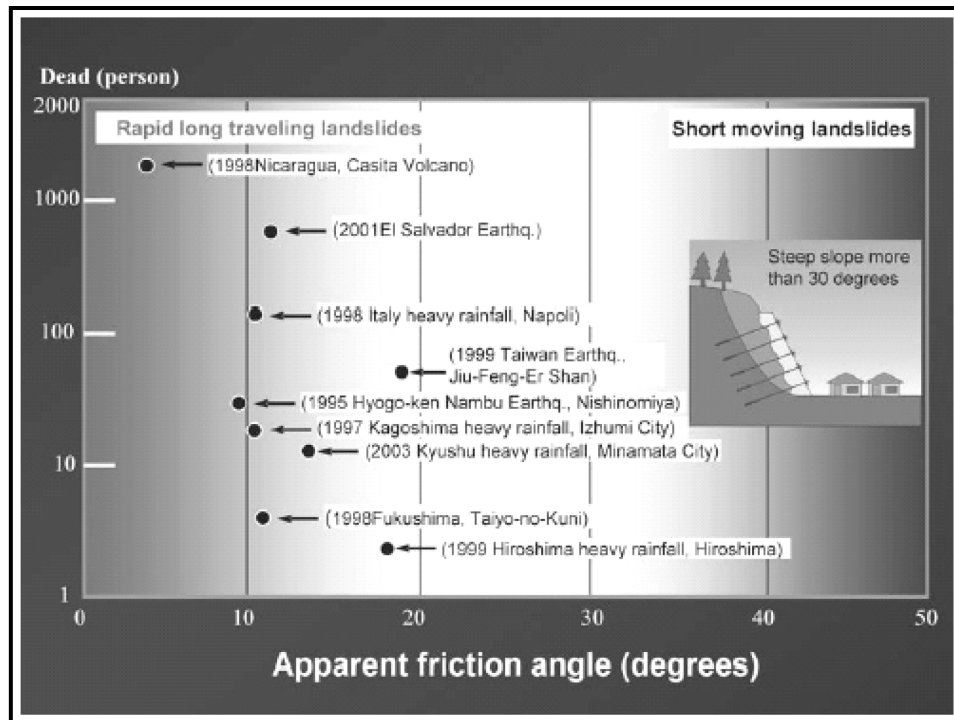
La mobilità viene di solito espressa mediante un “*indice di mobilità*” definito come il rapporto tra l'altezza di caduta (H) e la distanza complessiva percorsa dal cumulo di frana dal punto di distacco al punto più avanzato raggiunto dal cumulo (L) (vedi figura successiva).



Definizione dell'indice di mobilità (H/L) e dell'angolo di proiezione (ϕ_a) di una frana.

Una volta noto l'indice di mobilità è possibile ricavare “l'angolo di proiezione” (in inglese: *reach angle*) che è dato da $1/\text{tg}(H/L)$. Tale angolo è definito dall'inclinazione della linea che congiunge il punto più alto della nicchia di distacco con quello più avanzato del cumulo di frana. Secondo alcuni Autori, questo parametro è una misura dell'attrito posseduto dalla massa in movimento e perciò viene definito “angolo d'attrito apparente”. Valori alti dell'indice di mobilità indicano che la massa in frana si ferma abbastanza rapidamente a seguito della perdita di energia, oppure che il cumulo ha incontrato ostacoli, lungo il suo percorso, in grado di bloccarlo.

In generale, i *debris flows* e le colate rapide con elevato contenuto d'acqua hanno una grande mobilità potendo raggiungere valori di angoli di proiezione molto bassi (intorno ai $10^\circ - 15^\circ$). Queste frane con elevata mobilità (e quindi bassi valori di angoli di proiezione) hanno spesso elevato potere distruttivo, come dimostra il diagramma della figura successiva ove gli angoli d'attrito apparenti di alcune frane sono correlati al numero di vittime che esse hanno provocato.



Correlazione tra angoli di attrito apparenti (angoli di proiezione) e numero di vittime per alcune frane di elevata mobilità. Da SASSA, 2004.

E' stato anche dimostrato che una discreta correlabilità esiste tra l'angolo di proiezione ed il volume delle masse franate. Ad esempio, uno studioso spagnolo (Corominas, 1996) ha dimostrato, studiando la mobilità di 204 frane di diverso tipo in varie parti del mondo, che vi è una relazione di tipo lineare tra il logaritmo dell'angolo di proiezione ed il logaritmo del volume dei cumuli di frana, nel senso che all'aumentare del volume, l'angolo di proiezione diminuisce. La relazione proposta da Corominas è la seguente:

$$\log (H/L) = (- 0,085 * \log V) - 0,047 \quad \text{con} \quad r^2 = 0,625$$

dove V = volume della massa franata.

Bisogna osservare che il coefficiente di correlazione (r^2) non è particolarmente elevato (meglio sarebbe se esso fosse intorno al valore di 1) a dimostrazione che diversi fattori topografici e morfologici influiscono sulla traiettoria e sul percorso seguito dalla massa franata. E' evidente che la presenza di curve, ostacoli, tracimazione del corpo dal canale di frana, vegetazione più o meno densa, etc. hanno influenza, a parità di volume, sulla mobilità.

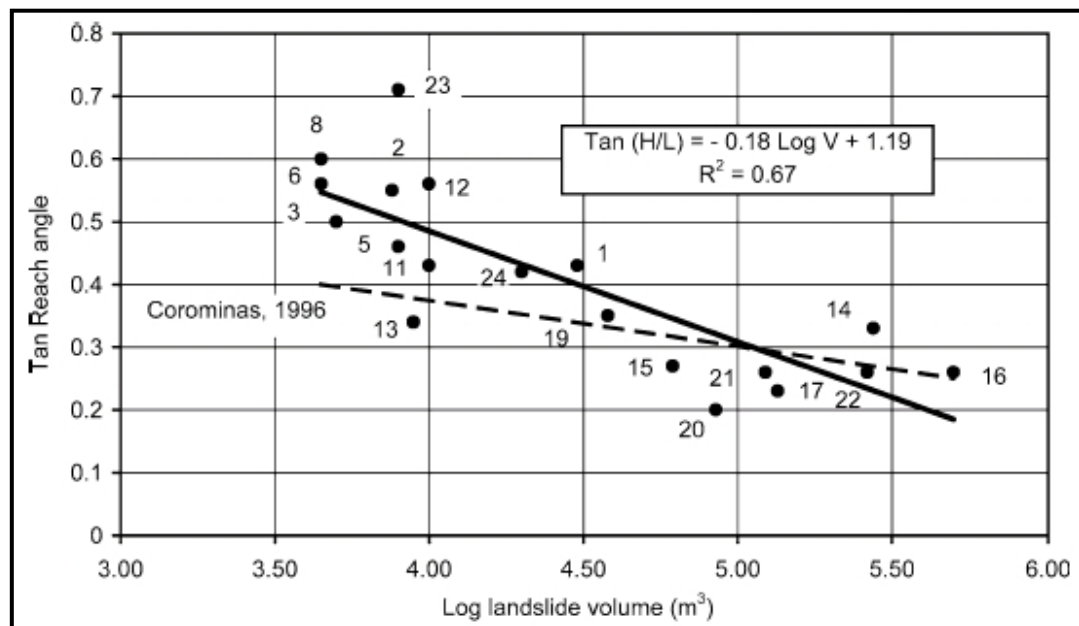
Malgrado queste limitazioni, è stata individuata una relazione di carattere generale tra l'angolo di proiezione ed il volume; essa ha la seguente espressione che rimanda ad una regressione di tipo lineare:

$$\log (H/L) = (B * \log V) - A$$

Per i tipi di frane più comuni, Corominas ha proposto i seguenti valori dei coefficienti B , A e di quello di correlazione r^2 :

Tipo di frana	B	A	r^2
1 - Crollo	-0,109	+0,210	0,759
2 - Scorrimento traslativo	-0,068	-0,159	0,670
3 - Colamenti di detriti	-0,105	-0,012	0,763

Per le colate rapide di detriti che interessano i materiali piroclastici dell'Appennino campano, la correlazione citata assume la forma riportata nella figura seguente:



Correlazione tra l'angolo di proiezione ed il logaritmo del volume per 25 colate rapide in materiali piroclastici dell'Appennino campano. I volumi variano nell'intervallo 4000 – 500.000 metri cubi. La linea tratteggiata indica la correlazione di Corominas per le frane di tipo 3. Da BUDETTA, 2004.

In generale, le colate detritiche incanalate, che interessano i terreni piroclastici, hanno una mobilità maggiore rispetto a quelle di versante aperto.

Da ultimo, bisogna osservare che la mobilità delle frane, espressa sotto forma di angolo di proiezione, è un parametro molto importante ai fini della valutazione della loro pericolosità soprattutto per quanto riguarda la predizione delle aree suscettibili di invasione. Per i dettagli sulla **Pericolosità delle frane**, vedi in seguito.

13.5 PRINCIPALI CAUSE DI INNESCO DELLE FRANE

Come già ricordato, la causa principale delle frane deve imputarsi alla gravità terrestre (in termini di accelerazione di gravità, g è pari a $9,81 \text{ m/s}^2$) che applicata alla massa definisce l'entità del peso del corpo potenzialmente instabile. Quindi, su un corpo celeste come la Luna, ove l'accelerazione di gravità è minore di quella terrestre, bisognerà attendersi un minor numero di frane. Questo solo in

teoria perché su di essa mancando l'atmosfera ed altri fattori d'innescò, l'attività di modellamento del rilievo è praticamente assente!

In questo paragrafo ci si sofferma su 2 cause occasionali di innescò delle frane molto importanti: le **piogge** e le **sollecitazioni sismiche**, sebbene anche altre cause strutturali ed occasionali (quali l'azione dell'uomo) possono giocare un ruolo non secondario.

Relazioni tra piogge e frane

Le piogge influenzano la stabilità dei pendii e rappresentano un importante concausa nell'innescò dei movimenti franosi. Infatti l'acqua che si infiltra nel corpo potenzialmente instabile determina una riduzione di resistenza al taglio lungo la futura superficie di rottura, a causa dell'aumento di pressione interstiziale nei pori del terreno.

L'analisi delle relazioni che legano le piogge alle frane può seguire due diversi approcci.

a) Il **primo approccio** parte dalla valutazione dell'effetto dell'acqua nei terreni e nelle rocce (effetto valutato in termini di **pressioni interstiziali** nei terreni e di **spinte idrauliche** negli ammassi rocciosi) e tenta di quantizzare l'incremento di questi fattori di instabilità a seguito delle precipitazioni. Per questo scopo, occorre conoscere molto bene l'andamento della superficie piezometrica nel sottosuolo e soprattutto le sue oscillazioni nel tempo a seguito delle piogge. Pertanto bisogna avere a disposizione i dati di **piezometri** opportunamente disposti nel corpo della frana.

b) Il **secondo approccio**, di tipo statistico, si basa invece sull'analisi di **serie idrologiche** storiche e mira alla individuazione di “**soglie**” critiche delle precipitazioni, in grado di provocare l'innescò o la riattivazione degli eventi franosi.

Entrambi i metodi prevedono l'impiego di “**modelli**” che simulino le interazioni complesse tra piogge e frane; si distinguono così modelli di tipo idrologico, che correlano i dissesti con le serie storiche delle precipitazioni al fine di individuare la pioggia “critica”, e modelli invece matematici, che analizzano gli effetti meccanici dei moti di filtrazione sulla stabilità.

b.1) L'uso dei **modelli idrologici**, prevede l'impiego di metodi statistici nei quali i dati relativi ad eventi verificatisi in passato, vengono elaborati in via previsionale, estrapolandoli cioè al futuro e tenendo conto del **tempo di ritorno** e della concentrazione dei fenomeni franosi in un'area determinata. Si assume cioè che la probabilità di un evento non cambierà, entro ragionevoli intervalli di tempo, se non si modificano sensibilmente le caratteristiche climatiche esistenti al momento. Occorre pertanto disporre di informazioni storiche relative all'attivazione dei fenomeni franosi e all'entità delle precipitazioni che hanno preceduto gli eventi franosi.

Uno dei metodi proposti è quello che mette in relazione il verificarsi delle frane con ***l'intensità*** e la ***durata*** della pioggia stessa.

Si ricorda che ***l'intensità*** è data dalla quantità di pioggia (in millimetri) caduta in un determinato intervallo di tempo (di solito in 1 ora). Esiste la seguente classificazione delle intensità:

Definizione	Intensità (mm/h)
pioggia debole	fino a 2 mm in un'ora
pioggia moderata	tra 2 e 6 mm/h
pioggia forte	oltre i 6 mm/h
rovescio	oltre i 10 mm/h
nubifragio	oltre i 30 mm/h

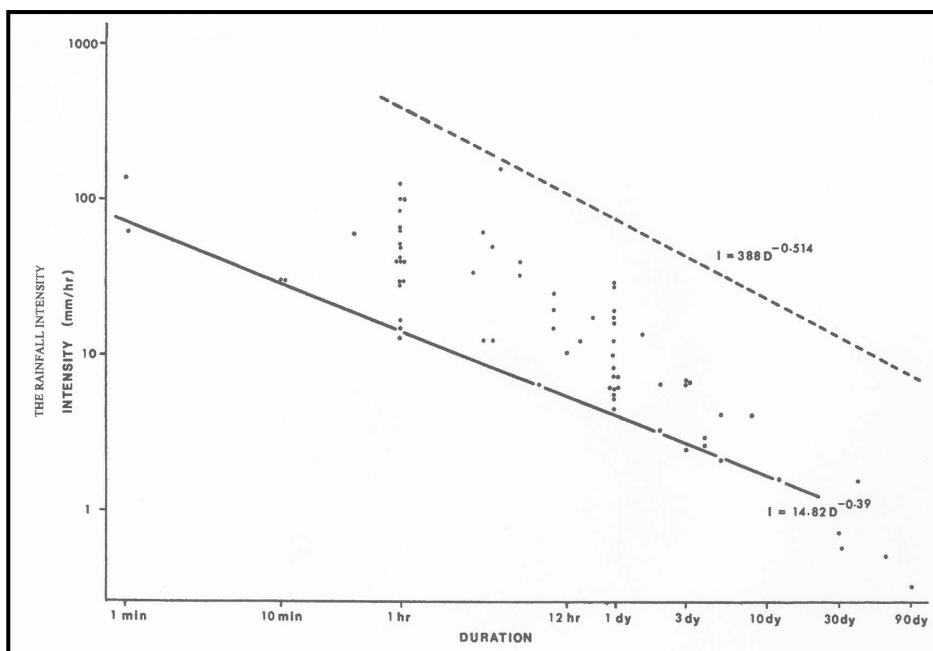
L'altra grandezza importante è la durata. Infatti, una pioggerellina debole ma continua potrebbe lasciare al suolo lo stesso quantitativo di acqua di uno scroscio di pioggia breve ma intenso.

Collegando il verificarsi di frane del tipo debris flows (quindi frane superficiali) con l'intensità e la durata delle piogge che le hanno provocate, uno studioso americano, Caine, ha proposto la seguente correlazione che rappresenta una "**soglia critica**" superata la quale è altamente probabile che si innescino fenomeni franosi del tipo colata:

$$I = 14,82 D^{-0,39}$$

dove I = intensità di pioggia in mm/h e D = durata della pioggia in ore.

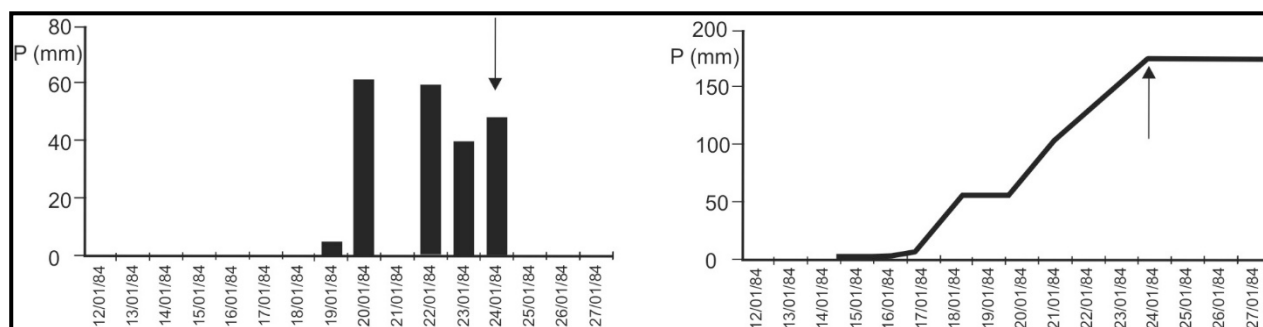
Questa relazione è graficamente rappresentata nella figura successiva.



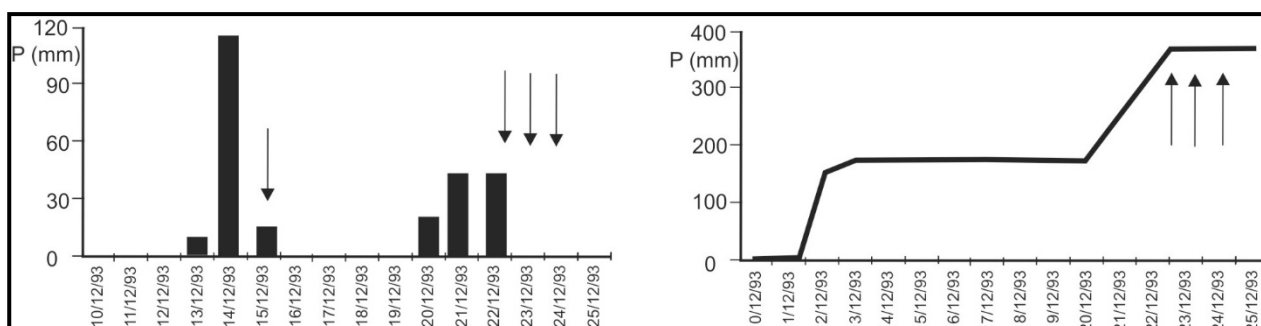
Relazione intensità – durata delle piogge in grado di innescare frane del tipo debris flows. I dati si riferiscono a 73 episodi studiati e ben documentati. La curva inferiore è la soglia critica $I = 14,82 D^{-0,39}$ superata la quale si sono manifestate la maggior parte delle frane (puntini pieni). La curva superiore rappresenta invece le intensità di precipitazioni massime registrate nelle assegnate durate.

Relazioni di tipo esponenziali, quali quella di Caine, sono state proposte per diversi contesti geografici e per varie situazioni meteorologiche mondiali, e di recente anche per le colate in terreni piroclastici campani.

Un altro metodo di analisi è quello che mette in relazione il verificarsi degli eventi franosi alle **piogge cumulate** precedenti la frana (vedi figure successive). A tale scopo è necessario poter disporre di un'ampia casistica riguardante i dati storici di attivazione o riattivazione dei dissesti in relazione alla frequenza con la quale si sono presentate le precipitazioni nel tempo.



Istogramma delle piogge giornaliere registrate nel periodo dal 12 gennaio al 27 gennaio 1984. La freccia indica il giorno di attivazione della frana. Il grafico di destra mostra invece l'andamento delle piogge cumulate nello stesso periodo. La frana si è verificata al termine del periodo piovoso compreso tra il 19 ed il 24 gennaio.



Istogramma delle piogge giornaliere registrate nel periodo dal 10 dicembre al 25 dicembre 1993. Le frecce indicano i giorni di attivazione delle frane. Il grafico di destra mostra invece l'andamento delle piogge cumulate nello stesso periodo. Si noti che la massima concentrazione di eventi franosi si è verificata in differita e cioè al termine del secondo periodo piovoso poiché il terreno era già saturo a causa delle piogge antecedenti cadute dal 13 al 15 dicembre.

Dalle figure precedenti si rileva l'andamento tipico della pioggia antecedente le frane, con suddivisione delle curve di altezza di pioggia cumulata in segmenti inclinati e segmenti quasi orizzontali, indicanti il succedersi di piogge intense alternate a periodi di stasi; tale andamento è stato riconosciuto da vari Autori associabile, in diversi contesti geologici e geomorfologici, ad una elevata probabilità di attivazione e/o riattivazione di fenomeni franosi.

Uno dei principali ostacoli che si incontra con questi metodi è dato dalla difficoltà nel reperire informazioni attendibili sulle date dei fenomeni franosi. Questi metodi idrologici forniscono tuttavia utili informazioni per la valutazione della periodicità con la quale si possono mobilitare le frane di un'area caratterizzata da condizioni geologiche e geomorfologiche sufficientemente omogenee.

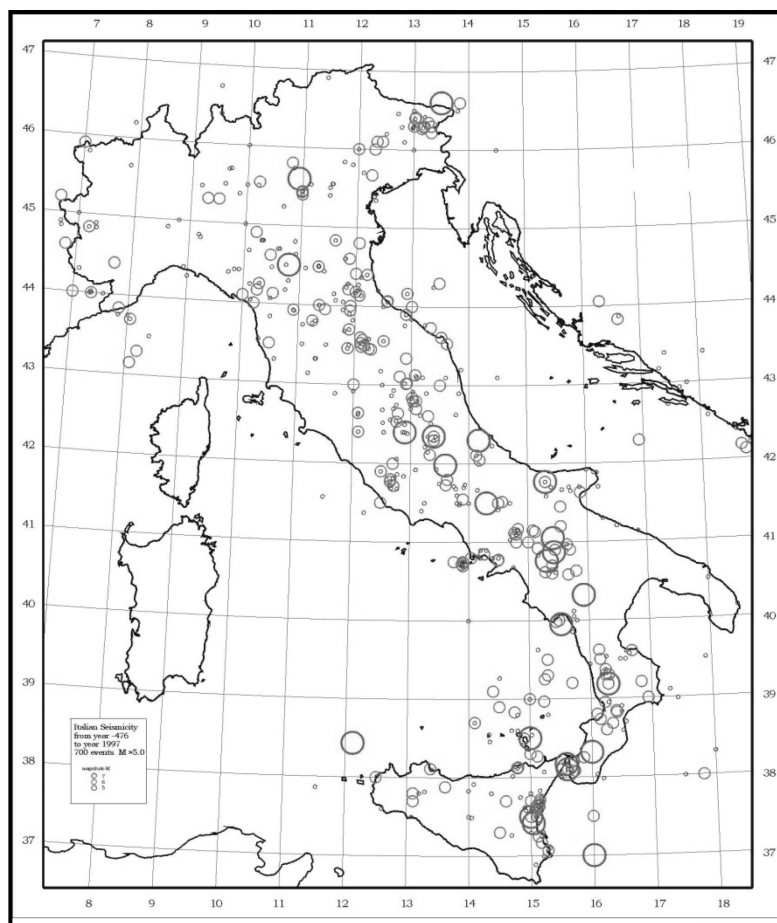
Relazioni tra terremoti e frane

Prima di trattare nei dettagli l'argomento riguardante le interazioni esistenti tra frane ed eventi sismici, è opportuno accennare brevemente agli aspetti sismologici del problema ed alle cause tettoniche e neotettoniche dei terremoti, almeno in ambito italiano.

L'elevata sismicità dell'area italiana trae la sua origine dagli intensi sforzi di compressione che si sono generati a seguito della "collisione" tra la zolla africana e quella adriatica (vedi "Tettonica a zolle" e "Vulcani e terremoti"); lungo le aree di contatto tra le placche in movimento, si accumulano forti tensioni a seguito delle quali le rocce si deformano seguendo un compartimento di tipo elastico.

Quando viene superata la resistenza a rottura delle masse si può avere in profondità (*zona ipocentrale*) un'improvvisa rottura con rilascio di energia sismica che si propaga fino in superficie, generando un terremoto; l'energia rilasciata viene quantitativamente misurata mediante la "*magnitudo*", cui è associata, mediante opportune correlazioni, l'*intensità macrosismica* dell'evento sismico. Quest'ultima viene normalmente stabilita sulla base del livello di danno subito da strutture ingegneristiche e misurata mediante scale empiriche. L'energia rilasciata all'ipocentro si propaga più o meno lentamente, finché non viene raggiunta una nuova condizione di equilibrio; pertanto un terremoto non si esaurisce, di norma, con la scossa principale ma è caratterizzato da un periodo di repliche di entità via via decrescenti.

Un'analisi della distribuzione degli eventi sismici storici italiani (vedi figura successiva), mostra che circa l'80% del territorio nazionale è interessato da attività sismica; in Calabria si registrano gli eventi di maggiore intensità, mentre in Appennino meridionale si rilevano terremoti con più elevata frequenza.



Distribuzione geografica della sismicità storica italiana, dall'anno 476 al 1997; per un totale di 700 eventi (con magnitudo >5). Il diametro dei cerchi è proporzionale alla magnitudo degli eventi

La Normativa italiana suddivide il territorio nazionale in 4 zone sismiche, ciascuna caratterizzata da un valore dell'accelerazione orizzontale massima al suolo che ivi può verificarsi in occasione di terremoti di data magnitudo (vedi tabella successiva).

Classificazione sismica anno 2003	Accelerazione orizzontale massima (S_{ag})
Zona 1	0,35 g
Zona 2	0,25 g
Zona 3	0,15 g
Zona 4	0,05 g

L'accelerazione orizzontale massima è una frazione dell'accelerazione di gravità g che è pari a $9,81 \text{ m/s}^2$. Essa varia dal massimo in zona 1 fino al minimo in zona 4.

Gli effetti macroscopici dei terremoti sono stati descritti, sin dai tempi più antichi, attraverso testimonianze che si riferiscono a distruzioni di centri abitati, a crolli di infrastrutture, a frane, ecc.

Le notizie storiche però, fatta eccezione per il XX secolo, risultano molto scarse per poter comprendere la reale influenza che i terremoti hanno sulle modificazioni geomorfologiche di certe regioni. Solo da alcune decine di anni infatti, gli studi possono avvalersi di una fitta rete di strumentazioni che permetta un monitoraggio continuo, capace di registrare importanti informazioni sulla propagazione delle onde sismiche e sui danni al suolo provocati dalle scosse. Esempi in tal senso si rinvennero negli studi successivi ai terremoti di Messina del 1908, del Friuli (1976) e dell'Irpinia (1980).

In particolare per il Friuli e l'Irpinia, da livellazioni topografiche di precisione e da riprese aereofotografiche effettuate immediatamente dopo i sismi e confrontate con analoghe indagini antecedenti gli eventi, sono emerse alcune importanti osservazioni sulle modificazioni morfologiche del terreno, delle quali bisogna tener conto in un corretto studio ai fini della difesa del suolo.

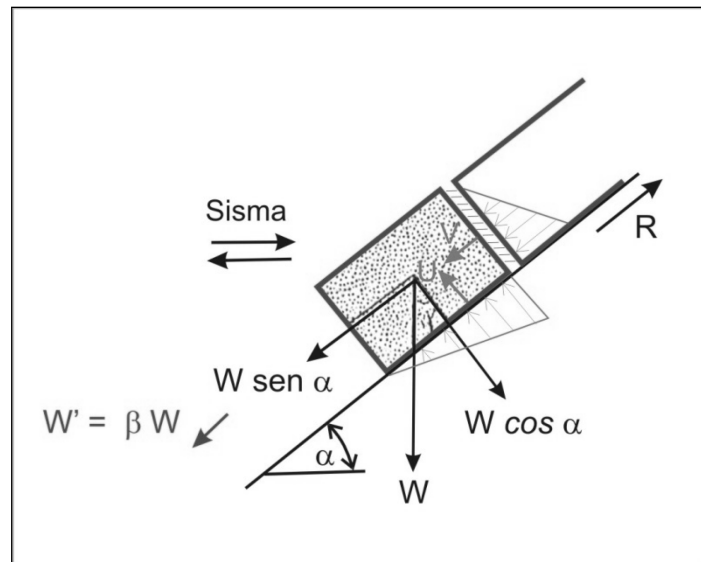
Tali modificazioni possono essere brevemente riassunte in:

- deformazioni del suolo con variazione delle altezze orografiche e fenomeni di assestamento superficiali;
- frane di prima generazione e riattivazione o brusca accelerazione di dissesti quiescenti;
- liquefazione delle sabbie.

13.6 FRANE DI PRIMA GENERAZIONE E RIATTIVAZIONE DI DISSESTI QUIESCENTI

Le frane provocate dai terremoti si dividono in due grandi categorie: quelle nelle quali il fenomeno di rottura avviene contemporaneamente all'evento sismico (***rottura diretta***) e quelle invece nelle quali la rottura può avvenire in maniera differita, cioè alcune ore od anche alcuni giorni dopo l'evento (***rottura indiretta***).

Nel caso di rottura diretta la valutazione delle condizioni di stabilità del versante può essere fatta con riferimento alla figura successiva ove si ricorre ad un'analisi detta "***pseudostatica***". L'effetto del sisma (di solito di breve durata) viene simulato applicando una forza orizzontale che agisce, alternativamente, verso l'esterno e verso l'interno del pendio.



L'effetto sismico, di tipo istantaneo, si immagina applicato nel baricentro del corpo in direzione orizzontale verso l'esterno (condizione più severa). Questa forza (W') si somma alla componente tangenziale, statica, della forza peso ($W \sin \alpha$) nella direzione parallela al piano di scorrimento; essa è data dal peso del blocco W per un coefficiente β che, a sua volta, dipende dal valore dell'accelerazione orizzontale massima che può manifestarsi nel sito in oggetto.

Di solito, i fenomeni di rottura di prima generazione, contemporanei agli eventi sismici, sono di dimensioni ridotte. Ad esempio, in occasione del terremoto di "Ohshima" del 1978 in Giappone, sono stati rilevati fenomeni di crollo, in rocce laviche, con lunghezze dell'ordine di 20-30 m e spessori varianti tra 2 e 10 metri. Anche in occasione del terremoto dell'Irpinia, sono state segnalate frane da crollo in materiali lapidei contemporanei all'evento principale. Esse tuttavia sono state seguite da frane successive, di diverso tipo e ben più voluminose (scorrimenti traslativi e colate), che hanno coinvolto soprattutto formazioni flyschiodi prevalentemente argillose.

Questi fenomeni, di rottura indiretta, coinvolgono principalmente terreni a frazione argillosa prevalente con riattivazioni di movimenti franosi, di rilevanti dimensioni, lungo superfici di scorrimento preesistenti. In Irpinia è stato notato che nei giorni immediatamente successivi al sisma, molte frane si sono rimobilitate anche in aree distanti alcune decine di km dall'area epicentrale. Tali corpi franosi molto spesso hanno apportato ingenti danni a centri abitati che, per certi versi, erano stati solo marginalmente interessati dal sisma. Gli esempi più spettacolari sono rappresentati dalla frana di Buoninventre nel bacino del F.Sele, che ha una lunghezza superiore al chilometro, dalla frana di Calitri, che si è rimobilitata con un profondo scorrimento rotazionale evolvente in colate, ed ancora dalle frane di Senerchia e di Grassano.

Si ritiene che la causa delle riattivazioni di queste grandi frane sia dovuta a variazioni delle condizioni idrogeologiche locali, provocate dalle scosse sismiche, nella massa instabile ed in corrispondenza della superficie di scorrimento. Talora infatti le rimobilizzazioni sono avvenute lungo i contatti tra massicci carbonatici e terreni flyshoidi, a seguito di ingenti travasi sotterranei di acque dai retrostanti

massicci montuosi calcarei oppure per gli incrementi di pressioni neutre nei terreni argillosi indotti dalle scosse sismiche.

Principali metodologie di indagine per lo studio dei terreni coinvolti

Di seguito, si riporta un quadro molto sintetico dei principali mezzi di indagine, che si hanno a disposizione per lo studio dei terreni e delle rocce coinvolte dalle frane.

- *Studi geologici*: servono per ricostruire la storia geologica e geomorfologica del sito, della regione e delle formazioni coinvolte. Il rilevamento geologico serve per raccogliere tutte le informazioni in sito e per poterle rappresentare opportunamente su apposite cartografie di dettaglio. La cartografia fornisce piante e sezioni, che sono la base per l'esplorazione e la campionatura di dettaglio e l'ubicazione dei sondaggi e delle altre indagini che si andranno a realizzare. Lo scopo ultimo degli studi geologici è quello di ricostruire un modello geologico-tecnico (bidimensionale e/o tridimensionale) sufficientemente affidabile.
- *Metodi geofisici*: si utilizzano il metodo geoelettrico e quello geosismico. Il primo si basa sullo studio della risposta del sottosuolo, al passaggio di una corrente elettrica immessa in superficie. Le misure sono finalizzate principalmente alla determinazione della resistività elettrica del terreno. Il secondo, di solito basato sulla "sismica a rifrazione" utilizza onde acustiche opportunamente immesse nel terreno. L'energizzazione avviene tramite martello percussore, massa battente oppure tramite esplosivo. L'indagine geosismica fornisce la misura dei tempi impiegati, dai diversi tipi di onde (longitudinali e trasversali), nell'attraversare i terreni e le rocce. I metodi geofisici si possono applicare anche in fori di sondaggio opportunamente realizzati.
- *Sondaggi*: forniscono una campionatura continua delle rocce e dei terreni attraversati. Permettono la ricostruzione di "Stratigrafie geologiche" e di correlazioni tra sondaggi; il prelievo di campioni e l'individuazione di discontinuità significative nel sottosuolo. Mediante opportune tecniche (telecamere in foro), è poi possibile ispezionare le pareti dei fori ed effettuare misure delle caratteristiche geometriche e fisiche delle discontinuità.
- *Prove di permeabilità*: consentono la misura della permeabilità di singole sezioni di fori di sondaggio.
- *Prove geotecniche*: consentono di determinare in sito le caratteristiche di resistenza al taglio e di deformabilità dei terreni e delle rocce.
- *Misure di spostamento*: permettono di misurare il movimento, nel tempo, dei corpi di frana.

13.7 PERICOLOSITA', VULNERABILITA' E RISCHIO

Le frane possono assumere caratteri catastrofici e provocare vittime, danni agli edifici, alle strutture ed infrastrutture, perdite economiche ingentissime. Per dare un'idea di tutto ciò, basta consultare l'elenco riportato in appendice a questo capitolo e relativo alle frane più catastrofiche registrate nel 20° secolo.

Da tanto deriva la necessità di mettere a punto strumenti di studio idonei al fine di pianificare lo sviluppo delle attività umane, allo scopo di salvaguardare la vita umana e le proprietà dalle conseguenze di eventi franosi indesiderati.

Pericolosità

La pericolosità (*hazard* – H) di una frana si definisce come la **probabilità** che un fenomeno potenzialmente distruttivo di determinata intensità, si verifichi in un dato tempo ed in una data area. Si esprime in termini di probabilità annuale o **tempo di ritorno** di un evento di frana. La pericolosità, dunque, espressa in tal modo, deve riferirsi ad una determinata **intensità** del fenomeno:

$$H = H(I)$$

L'intensità è un parametro che descrive la scala di un evento. Generalmente, si fa riferimento alla **Magnitudo** che, per una frana, è il volume totale del materiale coinvolto nell'evento. Altri parametri che servono per stimare l'intensità sono, di volta in volta e a seconda del fenomeno considerato: la velocità, la durata del movimento, l'altezza del flusso nelle vicinanze del fronte, la massima altezza di deflusso e lo spessore dei depositi. Si tratta, in ogni caso, di grandezze di difficile acquisizione e pertanto è più facile far riferimento al volume mobilitato (Magnitudo).

Per la valutazione della pericolosità da frana di un'area, sono necessarie informazioni dettagliate e, soprattutto, uniformemente distribuite sul territorio, relativamente al tempo di ritorno dei fenomeni franosi e/o alle loro cause (precipitazioni, sismi, azioni antropiche). Tali informazioni, reperibili attraverso ricerche storiche (Cataloghi delle frane), sono di norma frammentarie e disomogenee e, soprattutto, riferite solo agli ultimi 100 – 150 anni. Pertanto, per la mappatura della pericolosità a piccola scala (ad esempio, alla scala di bacino idrografico) è necessario limitarsi ad esprimere un grado di pericolosità relativa, ovvero a classificare il territorio secondo classi di pericolosità molto generali, senza tentare di prevedere in modo esplicito il tempo di ritorno degli eventi (vedi Tabella seguente). In tal caso, è preferibile parlare di “**Suscettibilità**” a franare.

Pericolosità		Descrizione
H0	nulla	Non sono presenti o non si ritengono possibili fenomeni franosi;
H1	moderata	Zone in cui sono presenti solo frane stabilizzate non più riattivabili nelle condizioni climatiche attuali a meno di interventi antropici. Zone in cui esistono condizioni geologiche e morfologiche sfavorevoli alla stabilità dei versanti ma prive al momento di indicazioni morfologiche di movimenti gravitativi.
H2	media	Zone in cui sono presenti frane quiescenti, per la cui riattivazione ci si aspettano, presumibilmente, tempi pluriennali o pluridecennali. Zone ove è possibile la propagazione, la retrogressione o l'espansione areale delle frane quiescenti. Zone in cui sono presenti indizi geomorfologici di instabilità dei versanti e in cui si possono verificare frane di neoformazione, presumibilmente in un intervallo di tempo pluriennale o pluridecennale.
H3	elevata	Zone in cui sono presenti frane attive, continue o stagionali. Zone in cui è prevista la propagazione, la retrogressione o l'espansione areale di una frana attiva. Zone in cui sono presenti evidenze geomorfologiche di movimenti incipienti.

Classi di pericolosità

13.8 CARTE INVENTARIO DELLE FRANE

Si tratta di carte “tematiche” che rappresentano i caratteri geomorfologici dei fenomeni franosi, presenti e passati, che si sono verificati in una data area o bacino idrografico. Per realizzare una carta inventario, occorrono i dati storici sulle frane, cioè i dati relativi ad eventi che sono stati registrati in archivi e documenti pubblici, oppure eventi riportati dai giornali. Di questi eventi bisognerebbe conoscere, come minima informazione: l'esatta ubicazione, l'estensione/intensità, le eventuali riattivazioni e le cause innescanti.

Esistono numerosi esempi di raccolta ed organizzazione dei dati storici. Ad esempio, il **progetto AVI (Aree Vulnerate Italiane)** è finalizzato alla raccolta di eventi compresi nel periodo 1918-1990 su tutto il territorio nazionale. Il progetto **SCAI (Studio Centri Abitati Instabili)**, invece, realizzato dal Gruppo Nazionale Difesa dalle Catastrofi Idrogeologiche (del CNR) e dalle Regioni, è finalizzato allo studio di situazioni di dissesto che interessano i centri abitati.

In tempi recenti, l'introduzione dei **Geographic Information System (GIS)** ha ampliato enormemente le possibilità di rappresentazione dei fenomeni franosi. Non si parlerà più di carte *sensu stricto*, bensì di *layer* informativi, ovvero di livelli di informazioni associati alla componente geometrica dei fenomeni e strutturati all'interno di un database di tipo relazionale.

Elementi a rischio (E) e Vulnerabilità (V) a seguito di frane

Un fenomeno potenzialmente distruttivo, quale una frana, può mettere a repentaglio numerose tipologie di beni: vite umane, strutture ed infrastrutture, attività economiche, reti di servizio (strade, ferrovie, acquedotti, etc.). Tali beni, nel loro complesso, costituiscono gli **elementi a rischio**.

Si definisce quindi **Vulnerabilità** il grado di perdita che si può verificare, su un certo gruppo di elementi esposti a rischio, a seguito del verificarsi di un fenomeno franoso, di una data intensità. La vulnerabilità si misura mediante una scala compresa tra 0 (nessuna perdita) e 1 (perdita totale). La vulnerabilità esprime il legame tra l'intensità del fenomeno e le sue possibili conseguenze:

$$V=V(I;E)$$

Nella pratica, spesso, vengono allestite “*carte del danno*” nelle quali, per gli edifici civili e per le attività economiche ad essi associate viene valutata la possibile perdita percentuale del valore economico, conseguente al verificarsi del fenomeno franoso (Tabella seguente). Il danno può essere di tipo “estetico”, “funzionale” oppure “strutturale”.

TIPO DI DANNO	classe	% danno
Assenza di danno	0	Nessuna
Danni leggeri non strutturali. La stabilità non è pregiudicata	1	Qualche %
Fessurazione dei muri. Lievi danni strutturali	2	10 - 40 %
Deformazioni importanti. Fessure largamente aperte.	3	40 - 60 %
Cedimento parziale dei pavimenti, brecce nei muri, disarticolazione delle pareti.	4	60 - 90 %
Struttura da molto danneggiata a totalmente distrutta. Recupero impossibile	5	90 - 100 %

Abaco per la stima speditiva dei danni.

Il Rischio da frana

Il rischio viene definito come il valore delle perdite, in termini di vite umane, danni alle proprietà, alle strutture ed alle attività economiche, dovuti all'occorrenza di un fenomeno franoso. Esso è dato dal prodotto dell'intensità *I* del fenomeno di frana (quindi della pericolosità) per gli elementi a rischio *E* (e quindi della vulnerabilità):

$$R(I;E) = H(I) \times V(I;E)$$

Nella pratica, vengono allestite “*carte del rischio*” nelle quali il territorio viene suddiviso in aree caratterizzate da livelli di rischio diversificato (classi di rischio).

Un esempio di applicazione della zonazione del rischio prevede la suddivisione del territorio in tre classi di rischio.

Classe	Descrizione	Misure di prevenzione
ZONA ROSSA	Esposta a fenomeni franosi di elevata intensità e con elevata probabilità di occorrenza; perdita di vite umane	Non sono impiegabili metodologie di protezione. L'espansione urbanistica deve essere interdetta.
ZONA GIALLA	Esposta a fenomeni franosi con intensità e probabilità di occorrenza moderate; possibili danni economici	Possono essere intraprese misure di prevenzione e mitigazione del rischio per i beni esistenti.
ZONA VERDE	Senza pericolosità prevedibile. Non viene adottata alcuna prescrizione.	Non sono necessarie misure di prevenzione o mitigazione.

Esempio di classi generali per la zonazione del rischio.

La zonazione del rischio può essere effettuata anche combinando la pericolosità (P) ed il danno (D), secondo lo schema di matrice nella tabella di seguito riportata:

	D1	D2	D3	D4
P1	R1	R1	R2	R2
P2	R1	R2	R3	R3
P3	R2	R2	R3	R4
P4	R2	R3	R4	R4

Schema utilizzato dalle Autorità di Bacino della Regione Campania, per la valutazione del rischio in base alla pericolosità e al danno. LEGENDA: **R1 (rischio moderato)** per il quale sono possibili danni sociali ed economici marginali ai beni ambientali e culturali; **R2 (rischio medio)** per il quale sono possibili danni minori agli edifici, alle infrastrutture e ai beni ambientali e culturali che non pregiudicano l'incolumità delle persone, l'agibilità degli edifici e la funzionalità delle attività socio-economiche; **R3 (rischio elevato)** per il quale sono possibili problemi per l'incolumità delle persone, danni funzionali agli edifici, alle infrastrutture e ai beni ambientali e culturali con conseguente inagibilità degli stessi e l'interruzione delle funzionalità socio-economiche; **R4 (rischio molto elevato)** per il quale sono possibili la perdita di vite umane e lesioni gravi alle persone, danni gravi agli edifici, alle infrastrutture e ai beni ambientali e culturali, la distruzione delle funzionalità socio-economiche.

Una volta effettuata la zonazione del rischio in un dato territorio, è possibile procedere alla “gestione del rischio”. Essa prevede l'interpretazione delle informazioni e l'adozione di decisioni politiche, operative per l'eventuale riduzione del rischio. In questa fase, il ruolo dei tecnici e della comunità scientifica è fondamentale per l'individuazione delle priorità di intervento e per la messa a punto delle strategie di mitigazione.

Sono possibili, in generale, due strategie di prevenzione:

- 1) mitigazione del rischio, con interventi miranti a ridurre la **pericolosità**
- 2) mitigazione del rischio, con interventi miranti a ridurre il **danno potenziale**.

Nel primo caso, al fine di ridurre la pericolosità, occorrerà agire sul versante instabile o potenzialmente instabile con interventi di tipo ingegneristico, quali quelli di seguito elencati:

1. MODIFICAZIONE DELLA GEOMETRIA DEL VERSANTE
1.1. Rimozione del materiale dall'area di innesco della frana; 1.2. Riporto di materiale al piede, per aumentare la stabilità (terrapieno o riporto) 1.3. Riduzione generale dell'angolo di pendio
2. DRENAGGIO
2.1. Dreni superficiali per la deviazione dell'acqua dall'area in frana (trincee e tubi drenanti) 2.2. Trincee drenanti superficiali o profonde riempite con materiali drenanti (sabbia e ghiaia e geosintetici) 2.3. Contrafforti di materiale grossolano 2.4. Fori verticali (di piccolo diametro) con attrezzatura di pompaggio o autodrenanti 2.5. Pozzi verticali (di grande diametro) con drenaggio a gravità 2.6. Fori sub-orizzontali o sub-verticali 2.7. Gallerie o cunicoli drenanti 2.8. Well point e dewatering 2.9. Drenaggio per sifonamento 2.10. Dewatering per elettro-osmosi 2.11. Rimboschimento
3. STRUTTURE DI CONTENIMENTO
3.1. Muri di contenimento a gravità 3.2. Gabbionate 3.3. Palificate e cassoni 3.4. Muri in c.a. 3.5. Strutture di contenimento in terra rinforzate 3.6. Contrafforti di materiale grossolano 3.7. Reti di protezione di versanti in roccia 3.8. Reti e muri paramassi 3.9. Spritz-beton
4. CONSOLIDAMENTO INTERNO DEL VERSANTE
4.1. Chiodature e barre in roccia 4.2. Micropali 4.3. Tiranti 4.4. (Jet Grouting) 4.5. Iniezione a pressione di malte cementizie e resine sintetiche 4.6. Consolidamento termico 4.7. Congelamento

Elenco delle misure di stabilizzazione dei pendii in frana.

Nel secondo caso, si agisce nel senso di ridurre il danno potenziale, intervenendo su due componenti principali: gli elementi a rischio e la loro vulnerabilità. Ciò è possibile delocalizzando e trasferendo le attività umane in zone stabili, a basso rischio. E' possibile poi ridurre la vulnerabilità mediante interventi di tipo tecnico oppure di tipo normativo che riguardino l'organizzazione sociale del territorio. Sono possibili ad esempio le seguenti azioni:

- a) consolidamento degli edifici con conseguente riduzione dell'entità del danneggiamento;
- b) installazione di misure di protezione, in modo da determinare una riduzione della probabilità che l'elemento a rischio venga interessato dalla frana;
- c) messa a punto di sistemi di monitoraggio e di allarme, che consentano un adeguato preannuncio, in modo da limitare la probabilità che la vita umana sia vulnerata dall'evento franoso;

d) organizzazione di piani di emergenza e di soccorso, al fine di limitare il più possibile i danni prodotti dalla frana.

In tutti i casi, infine, è importante effettuare campagne informative nelle zone a rischio, non solo nella fase di emergenza ma anche in via preventiva, in modo da responsabilizzare e rendere consapevole dei rischi la popolazione esposta, senza tuttavia creare falsi allarmismi. Gli strumenti per tale campagna possono essere i seguenti:

- a) uso dei mezzi di comunicazione sociale (televisione, radio, etc.)
- b) diffusione di opuscoli informativi in cui venga descritto il tipo di rischio e le norme di comportamento da assumere in caso di allarme o emergenza;
- c) riunioni ed assemblee presso gli enti territoriali competenti;
- d) installazione di segnaletica di pericolo;
- e) stipula di polizze assicurative per la copertura dei danni.

ALCUNI EVENTI CATASTROFICI VERIFICATISI NEL 20° SECOLO NEL MONDO

Anno	Paese/Località	Nome e Tipologia	Fattore di innesco	Volume (m ³)	Conseguenze	Commenti
1911	Tadzhik (Russia)	Usoy rock slide	Terremoto M = 7.4	2.0 x 10 ⁹	Distrutto il villaggio; 54 morti; sbarrato il fiume Murgab e creato un lago lungo 65 km	Poche vittime poiché la popolazione era scarsa
1919	Indonesia (Java)	Kalut lahars Debris flow	Eruzione del vulcano Kalut	-	5.110 morti; 104 villaggi distrutti o danneggiati	Il drenaggio del lago craterico causò svariate colate fangose, calde
1920	Cina (Ningxia)	Haiyuan	Terremoto di Haiyuan	-	100.000 morti; molti villaggi distrutti	Circa 675 grandi frane crearono più di 40 laghi
1921	Kazakh (Russia)	Alma-Ata debris flow	Scoglimento delle nevi	-	500 morti	Debris flow nella valle del fiume Alma-Atinka
1933	Cina (Sichuan)	Deixi	Terremoto di Deixi M = 7.5	>150 x 10 ⁶	6.800 morti a causa di frane; 2.500 annegati a seguito della rottura di uno sbarramento da frana	Il sisma provocò diverse frane, la maggiore delle quali diede origine ad uno sbarramento alto 255 m sul fiume Min
1939	Giappone (Hyogo)	Monte Rokko scorrimento e colata	Piogge intense	-	505 tra morti e disperse; 130.000 case distrutte o danneggiate	Causata da un forte tifone
1949	Tadzhik (Russia)	Khait	Terremoto di Khait M = 7.5	-	12.000 – 20.000 morti o dispersi; 33 villaggi distrutti	Iniziata come un rock-avalanche, si trasformò poi in un immane debris avalanche
1953	Giappone (Wakayama)	Arita River slides and debris/mud flows	Piogge intense	-	460 morti e dispersi; 4.772 case distrutte	Causata da un forte tifone
1953	Giappone (Kyoto)	Minamiy-amashiro slides e debris/mud flows	Piogge intense	-	336 morti e dispersi; 5.122 case distrutte o gravemente danneggiate	idem
1958	Giappone (Shizuoka)	Kanogawa slides e mud/debris flows	Piogge intense	-	1.094 morti e dispersi; 19.754 case distrutte o gravemente danneggiate	idem
1962	Perù (Ancash)	Nevados Huascaran debris avalanche	Ignoto	13 x 10 ⁶	4.000-5.000 morti; la maggior parte del villaggio di Ranrahirca distrutto	Un grosso debris avalanche dal Nevados Huascaran, con velocità media di circa 170 km/h
1963	Italia	Vajont rockslide	Riattivazione frana relitta	250 x 10 ⁶	2.000 morti; il paese di Longarone	Uno scorrimento traslativo

			causata dalla realizzazione di un invaso artificiale		gravemente danneggiato	nell'invaso, causò onde alte circa 100 m che sormontarono la diga
1964	Stati Uniti (Alaska)	Alaska	Terremoto di Prince William Sound M = 9.4	-	Danni stimati per circa 280 milioni di dollari	I danni maggiori si verificarono nella città di Anchorage,
1965	Cina (Yunnan)	rock slide	-	450 x 10 ⁶	444 morti in 4 villaggi	Verificatasi ad "elevata velocità"
1966	Brasile (Rio de Janeiro)	Rio de Janeiro slides, avalanches, debris/mud flows	Piogge intense	-	1.000 morti a causa di frane e inondazioni	Molte frane a Rio de Janeiro e nei dintorni
1967	Brasile (Serra das Araras)	Serra das Araras slides, avalanches, debris/mud flows	Piogge intense	-	1.700 morti a causa di frane e inondazioni	Molte frane nelle montagne a SW di Rio de Janeiro
1970	Perù (Ancash)	Nevados Huascarán debris avalanche	Terremoto M = 7.7	30-50 x 10 ⁶	18.000 morti; la città di Yungay distrutta	Un debris avalanche come nel 1962; velocità media di circa 280 km/h
1974	Perù (Huancavelica)	Mayunmarca rock slide-debris avalanche	Piogge intense / erosione fluviale	1.6 x 10 ⁹	Il villaggio di Mayunmarca distrutto, 450 morti; la rottura di uno sbarramento da frana alto 150 m causò una grave inondazione	Un debris avalanche con velocità media di 140 km/h sbarrò il fiume Mantaro
1980	Stati Uniti (Washington)	Mount St. Helens rock slide-debris avalanche	Eruzione del vulcano St. Helens	2.8 x 10 ⁹	La frana storica più grande del mondo; solo 5-10 morti, ma grandi distruzioni di case, strade, etc.; un immane debris flow causò pochi morti, grazie all'evacuazione	Iniziò come un rock slide evoluto poi in debris avalanche lungo 23 km, con velocità media di 125 km/h.
1983	Stati Uniti (Utah)	Thistle debris slide	Scioglimento delle nevi e piogge intense	21 x 10 ⁶	Distrutte ferrovie e strade; inondazione della città di; non ci furono vittime	Danni per 100 milioni di dollari
1983	Cina (Gansu)	Saleshan landslide	-	35 x 10 ⁶	237 morti; sepolti 4 villaggi; riempiti 2 invasi	-
1985	Colombia (Tolima)	Nevado del Ruiz debris flows	Eruzione del vulcano Nevado del Ruiz	-	Quattro città e villaggi distrutti; l'inondazione nella valle del fiume Lagunillas uccise più di 20.000 persone nella città di Armero.	I morti furono causati dal mancato allarme alla popolazione
1986	Papua, Nuova Guinea	Bairaman Rock slide-	Terremoto di Bairaman M = 7.1	200 x 10 ⁶	Il villaggio di Bairaman fu distrutto da un debris flow	Un debris avalanche formò uno sbarramento

	(East New Britain)	debris avalanche			provocato dal crollo di uno sbarramento da; l'evacuazione evitò vittime; profonde modificazioni della morfologia locale	alto 210 m che creò un lago di 50 milioni di m ³ ; la rottura della diga originò una inondazione a valle.
1987	Ecuador (Napó)	Frane di Reventador	Terremoto di Reventador M = 6.1 e 6.9	75-110 x 10 ⁶	1.000 morti; molti chilometri dell'oleodotto trans-ecuadoriano distrutti; perdite per 1 bilione di dollari	Frane in suoli residui, saturi lungo versanti acclivi; migliaia di frane superficiali evolute in debris flows lungo i reticoli fluviali
1994	Colombia (Cauca)	Paez	Terremoto di Paez M = 6.4	-	Diversi villaggi parzialmente distrutti da frane; 271 morti; 1.700 dispersi; 158 feriti; 12.000 profughi.	Migliaia di frane superficiali in suoli residui evolute in debris flows lungo i reticoli fluviali
1998	Honduras, Guatemala, Nicaragua, El Salvador	Uragano Mitch	Uragano Mitch		Circa 10.000 morti a causa di alluvioni e frane nella regione di Casitas. Impossibile distinguere tra vittime provocate da frane e da alluvioni.	Venti a circa 300 km/h interessarono dapprima l'Honduras, poi ci furono piogge con intensità di circa 100 mm/h che provocarono grandi frane nella regione di Tegucigalpa

Fonte: Servizio Geologico degli Stati Uniti, USGS 2007.