

UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI NAPOLI
FEDERICO II

Scuola Politecnica e delle Scienze di base. Dipartimento di
Ingegneria Civile, Edile ed Ambientale

Appunti dal corso di Georisorse e Rischi geologici

Prof. Geol. Paolo Budetta



“Le cose create furono sottoposte alla caducità non di loro volontà, ma a causa di colui che ve le sottopose, nella speranza che la stessa creazione sarà liberata dalla schiavitù della corruzione per ottenere la libertà della gloria dei figli di Dio”

Lettera ai Romani, 8, 20-22.



SOMMARIO

INTRODUZIONE	7
1. Assetto geologico dell'Appennino meridionale: risorse naturali e rischi geologici.....	8
1.1 L'area tirrenica	10
1.2 Le grandi piane costiere	15
1.3 La catena appenninica s.s.	19
1.4 Depositi continentali delle depressioni intramontane	24
1.4 L'avanfossa bradanica.....	27
1.5 L'avanpaese apulo.....	30
1.6 L'arco calabro	32
2 LE GEORISORSE	36
3. CAVE E METODI DI COLTIVAZIONE	37
3.1 Generalità.....	37
3.2 Tipi di coltivazioni	38
3.3 Geometria dei fronti di scavo	42
3.4 Cenni sui metodi di abbattimento delle rocce	44
3.5 La Normativa estrattiva in Campania.....	54
4. RECUPERO AMBIENTALE DELLE AREE DISMESSE.....	58
4.1 Premessa.....	58
4.2 Tipologie di recupero ambientale.....	59
4.2.1 Sistemazione di cave a fossa e di fondovalle	60
4.2.2 Sistemazione di cave di monte	64
5. I MATERIALI NATURALI DELLA CAMPANIA.....	68
5.1 Materiali lapidei ornamentali della Campania	68
5.1.1 Le "Pietre" Vulcaniche.....	68
5.1.2 I "Marmi" della Campania	71
5.2 Le rocce d'interesse industriale	73
6. LE CAVITA' DEL NAPOLETANO E I RISCHI CONNESSI.....	76
6.1 Definizione di cavità	77
6.2 Le cavità del napoletano: genesi	77
6.3 Dati sulle cavità censite.....	79
6.4 Caratteristiche geomorfologiche e geologiche dell'area napoletana.....	80
6.5 Idrogeologia	82
6.6 Vulnerabilità del territorio in presenza di cavità	83
6.7 Dinamica dei dissesti.....	85
6.8 Metodologie di indagine per la ricerca e la mappatura delle cavità	87
6.8.1 Rilievi topografici	87
6.8.2 Rilievi geofisici	89



6.8.3 Sondaggi.....	91
6.9 Valutazione del rischio di collasso.....	92
6.10 Scenari di rischio.....	93
6.11 Tecniche di intervento.....	95
7. IL RISCHIO RADON NEL SOTTOSUOLO E NEI MATERIALI DA COSTRUZIONE.....	96
7.1 Il rischio radon in Italia.....	99
7.2 Il Quadro normativo italiano.....	101
8. LE ACQUE SOTTERRANEE.....	102
8.1 Il ciclo dell'acqua.....	102
8.2 Il Bilancio idrogeologico.....	111
8.3 La legge di Darcy.....	112
8.4 Circolazione idrica nei mezzi fratturati.....	115
8.4.1 Conducibilità idraulica lungo una singola frattura.....	117
8.4.2 Conducibilità idraulica lungo più fratture.....	118
8.5 Determinazione della permeabilità mediante prove in sito (prova Lugeon).....	120
8.6 Determinazione della permeabilità mediante prove in sito (prova Lefranc).....	126
9. Rischi naturali e cambiamenti climatici.....	128
9.1 Il riscaldamento globale.....	128
9.2 L'effetto serra.....	130
9.3 L'Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC).....	132
9.4 La siccità.....	139
9.5 Gli indicatori idrologici di siccità.....	140
10. LA GEOMORFOLOGIA.....	146
10.1 Premessa.....	146
10.2 Carsismo e Paesaggi carsici.....	146
10.2.1 Evoluzione dei versanti in rocce carbonatiche (versanti di faglia).....	149
10.3 Morfologie fluviali.....	150
10.4 Gerarchizzazione dei reticoli fluviali.....	151
10.4.1 Il criterio di Horton.....	152
10.5 Dinamica fluviale.....	154
10.5.1 Profilo d'equilibrio di un corso d'acqua e punto neutro.....	156
10.6 Processo di formazione dei terrazzi fluviali.....	158
10.7 Restringimenti d'alveo.....	160
10.8 Sbarramenti da frana.....	160
10.9 Alvei pensili.....	161
10.10 Ostruzioni d'alveo e fenomeni di esondazione.....	163
10.11 Alvei tombati.....	164
10.12 Conoidi di deiezione.....	165



10.13 I laghi e la loro natura temporanea.....	166
10.14 Morfologie costiere	167
10.14.1 Le onde.....	167
10.14.2 Coste basse	169
10.14.3 Coste alte	170
10.15 Formazione di archi e faraglioni	171
11. Le discontinuità nelle rocce.....	175
11.1 Premessa.....	175
11.2 Orientazione di una discontinuità.....	175
11.3 Rappresentazione dei valori angolari delle discontinuità.....	178
11.3.1 La proiezione polare.....	180
11.3.2 La proiezione equatoriale (equiareale)	181
11.4 Esecuzione dei rilievi geostrutturali sui fronti rocciosi.....	189
11.4.1 Indagini mediante scanlines	189
11.4.2 Spaziatura delle discontinuità.....	191
11.4.3 Persistenza di una discontinuità	191
11.4.4 Scabrezza di una discontinuità	193
11.4.5 Apertura, forma e riempimento di una discontinuità.....	193
11.4.6 Volume unitario del blocco	194
11.4.7 Resistenza a compressione della superficie di una frattura	195
12. LE FRANE.....	197
12.1 Premessa.....	197
12.2 Classificazione dei fenomeni franosi.....	198
12.2.1 Ribaltamenti (Topple o Toppling).....	199
12.2.2 Scivolamenti.....	200
12.2.3 Colamenti	201
12.2.4 Espansioni laterali	202
12.2.5 Frane complesse	203
12.2.6 Crolli (Falls)	203
12.3. Analisi degli scivolamenti piani	204
12.3.1 Stabilità di un blocco singolo su un piano inclinato.....	204
12.3.2 Influenza dell'acqua sulla resistenza al taglio	206
12.3.3 Influenza dell'acqua nella frattura a tergo e sul piano di scivolamento	207
12.3.4 Azione pseudostatica.....	208
12.4 Stabilità di una scarpata verticale.....	208
12.5 Stabilità di una scarpata variamente inclinata	209
12.6 La caduta massi	211
12.6.1 Premessa.....	211



12.6.2 Tipi di moto e analisi delle traiettorie	212
12.6.3 Modelli previsionali di caduta massi.....	214
12.6.4 Metodi empirici per la delimitazione delle aree di invasione dei massi.....	217
13. LE FRANE DA COLATA RAPIDA DI FANGO.....	220
13.1 Introduzione.....	220
13.1.1 Il Contesto geologico	221
13.1.2 Aspetti geologico-stratigrafici e geomorfologici delle colate rapide	222
13.1.3 Mobilità delle colate rapide di fango.....	225
13.1.4 Frane da scorrimento-colata rapida su versanti carbonatici	227
13.1.5 Le colate rapide di Sarno (maggio 1998)	229
14. FRANE LENTE ED INTERMITTENTI.....	234
14.1 L'uso delle foto aeree nello studio delle frane.....	236
14.2 Controlli e monitoraggio degli spostamenti dei corpi di frana.....	238
15. FRANE IN TERRENI A STRUTTURA COMPLESSA	245
16. STATO DI ATTIVITA' DELLE FRANE	249
16.1 Dimensioni e velocità di una frana.....	250
17. innesco delle frane CAUSATE DALLE piogge	253
17.1 Premessa.....	253
17.2 Modelli empirici	254
18. innesco delle frane CAUSATE dAI TERREMOTI	260
18.1 Premessa.....	260
18.2 Cenni sulle cause dei terremoti e dei parametri che li caratterizzano.....	260
18.3 Le frane sismo-indotte	264
19. PERICOLOSITA' E RISCHIO DA FRANA	271
19.1 Premessa.....	271
19.2 Concetti di base su pericolosità e rischio	272
19.2.1 Pericolosità.....	273
19.2.2 Rischio.....	273
19.2.3 Vulnerabilità.....	274
19.2.4 Danno potenziale.....	275
19.3 Zonazione della pericolosità da frana.....	275
19.4 Inventari delle frane	276
19.5 I Piani di bacino	277
19.6 Criteri adottati nella redazione delle carte di pericolosità e rischio da frana	278
20 PROCESSI EROSIVI	282
20.1 Premessa.....	282
20.2 Apporto solido dai versanti e trasporto dei sedimenti nei corsi d'acqua.....	283
20.3 Analisi geomorfica quantitativa dei reticoli idrografici	286



20.4 Il metodo RUSLE (<i>Revised Universal Soil Loss Equation</i>).....	287
21. MITIGAZIONE DEL RISCHIO DA FRANA	292
21.1 Premessa.....	292
21.2 Interventi di stabilizzazione: interventi attivi.....	292
21.2.1 Rimodellamento	293
21.2.2 Opere di sostegno ed ancoraggi.....	294
21.2.3 Drenaggi.....	296
21.2.4 Rivestimenti e contenimenti.....	298
21.3 Interventi passivi	300
21.3.1 Barriere.....	300
21.3.2 Vasche di accumulo	302
21.4 Misure non strutturali: limitazioni d’uso del territorio e piani di emergenza.....	303
22. ASPETTI GEOLOGICI NELLA REALIZZAZIONE DELLE DIGHE.....	306
22.1 Premessa.....	306
22.2 Impermeabilità dell’invaso e della sezione di sbarramento	308
22.3 Stabilità delle sponde dell’invaso.....	312
22.4 Stabilità della sezione di sbarramento	314
22.5 Interrimento dell’invaso	318
22.6 Reperimento dei materiali necessari alla costruzione dell’opera	319
23. ASPETTI GEOLOGICI NELLA REALIZZAZIONE DELLE GALLERIE	320
23.1 Premessa.....	320
23.2 La scelta del tracciato.....	321
23.3 Cenni sull’uso delle classificazioni geomeccaniche	324
23.4 Metodi e tecniche di scavo delle gallerie	329
23.5 Cenni sui criteri generali per la definizione dei sostegni delle gallerie.....	334
23.6 Problematiche idrogeologiche.....	337
23.7 Rischi connessi alla presenza di gas.....	342
23.8 Cenni sul controllo dello stato tensionale e deformativo negli scavi	343



INTRODUZIONE

Questi appunti sono tratti dalle Lezioni del corso di “*Georisorse e Rischi geologici*” impartite agli Allievi 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 allo studio delle risorse naturali del territorio, ai rischi ambientali (frane e fenomeni erosivi) e a quelli geologici connessi alla realizzazione di dighe e gallerie, ma di fornire agli Allievi le premesse necessarie per successivi approfondimenti nell’ambito di materie di grande valenza professionale. Infatti, soprattutto negli ultimi anni, tematiche quali: il reperimento dei materiali da costruzione ed il recupero ambientale delle escavazioni, la stabilità dei versanti, la pericolosità ed il rischio idrogeologico oltre a quello connesso con la realizzazione di opere ingegneristiche, stanno assumendo una rilevanza via via maggiore e rappresentano conoscenze indispensabili per la formazione culturale del futuro Ingegnere per l’Ambiente ed il Territorio.

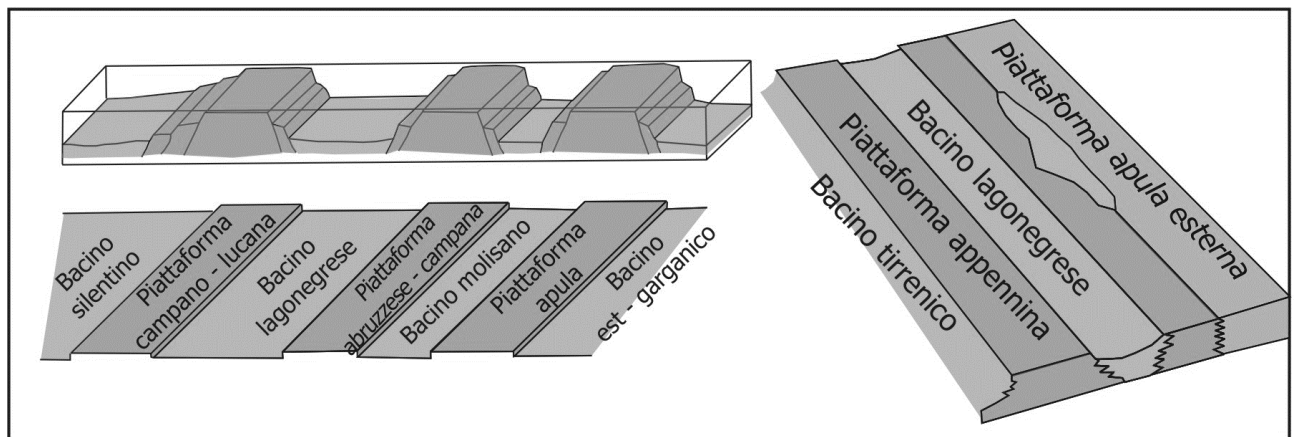
Alcuni degli argomenti qui affrontati, sono già stati introdotti in altri corsi di lezioni quali: “Geologia applicata” ed “Idrogeologia”, ai quali si rimanda per maggiori approfondimenti. Si intende qui sottolineare alcune tematiche già sommariamente affrontate ed approfondirle secondo un taglio eminentemente applicativo, utile ai fini della preparazione di un Ingegnere che sempre più spesso è chiamato a confrontarsi e collaborare con altri professionisti, quali: Geologi, Architetti, Agronomi ed Esperti in Scienze Ambientali, dei quali è necessario conoscere, per sommi capi, le materie che formano oggetto delle loro professioni ed il linguaggio tecnico adoperato.

Sarà possibile integrare i presenti appunti con altro materiale didattico scaricabile dal sito internet del docente (<https://www.docenti.unina.it/paolo.budetta>).

1. ASSETTO GEOLOGICO DELL'APPENNINO MERIDIONALE: RISORSE NATURALI E RISCHI GEOLOGICI

Come noto, secondo la teoria della tettonica globale le grandi aree continentali del globo sono suddivise in numerose grandi "zolle" con crosta litosferica spessa da circa 75 a 130 km, che "galleggiano" sulla parte esterna fluida del "mantello terrestre". L'area mediterranea ricade in una zona corrispondente ad un settore di compressione tra la zolla africana (a sud) e quella euroasiatica (a nord). La migrazione della zolla africana verso quella euroasiatica è iniziata circa 100 milioni *before present* (b.p.). nel Cretacico e perdura tuttora; lungo la fascia di collisione si sono formate importanti catene montuose come quella alpino-dinarica (a partire da circa 60 milioni di anni fa: Paleogene) e quella appenninica (circa 15 milioni di anni fa: Miocene).

L'Appennino meridionale, come altri orogeni dell'area mediterranea, rappresenta una catena montuosa a falde di ricoprimento, essendo caratterizzato dalla sovrapposizione, imposta da fasi tettoniche compressive, di grandi corpi geologici (**unità paleogeografiche**), che occupavano distinti bacini di sedimentazione.

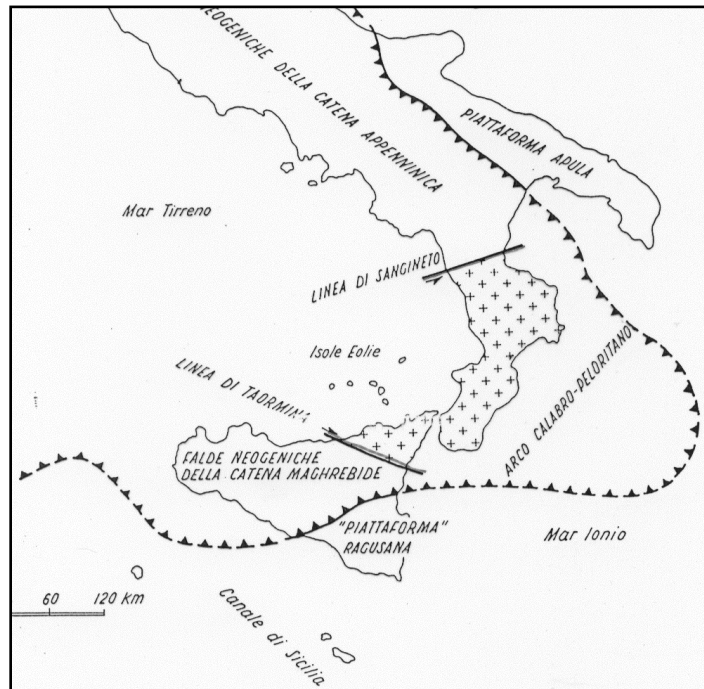


Differenti schemi paleogeografici dell'Appennino meridionale, riferiti al Mesozoico, prima dell'inizio della tettonogenesi

All'interno di tali bacini oceanici si depositavano potenti successioni sedimentarie di natura prevalentemente carbonatica, prossimi alla superficie marina, e siliceo, argilloso-marnoso di mare più profondo.

L'accavallamento di questi grandi corpi geologici è avvenuto a partire dal Miocene, ma con maggiore rilevanza durante il corso del Pliocene, e in parte durante il Quaternario. I movimenti compressivi hanno fatto traslare le varie unità paleogeografiche di centinaia di km, sradicandole dalle loro originarie aree di sedimentazione e creando imponenti fenomeni di sovrascorrimento e di fagliamento (verticali e trascorrenti), con conseguente accostamento di domini in origine molto distanti tra loro.

Il fronte della compressione si è spostato nel tempo via via da ovest verso est creando degli archi tettonici sempre più recenti, sino all'attuale fronte che può essere individuato nell'area bradanica, in taluni casi sepolto al di sotto di terreni sedimentari più recenti; quest'ultima divide la vera Catena appenninica, a falde di ricoprimento e molto deformata, da un'area più stabile definita "avampaese", ancora poco deformata.



La curva con triangolini neri rappresenta il fronte di compressione che separa la catena appenninica s.s. dalla piattaforma apula e che nella porzione emersa è sepolto all'interno della Fossa bradanica, prolungandosi verso SE nel mare Ionio per poi riaffiorare in Sicilia. Le due linee tettoniche (di Sanginetto e Taormina) delimitano l'Arco calabro che, a differenza di tutto il resto dell'Appennino, è formato in prevalenza da rocce cristalline e metamorfiche.

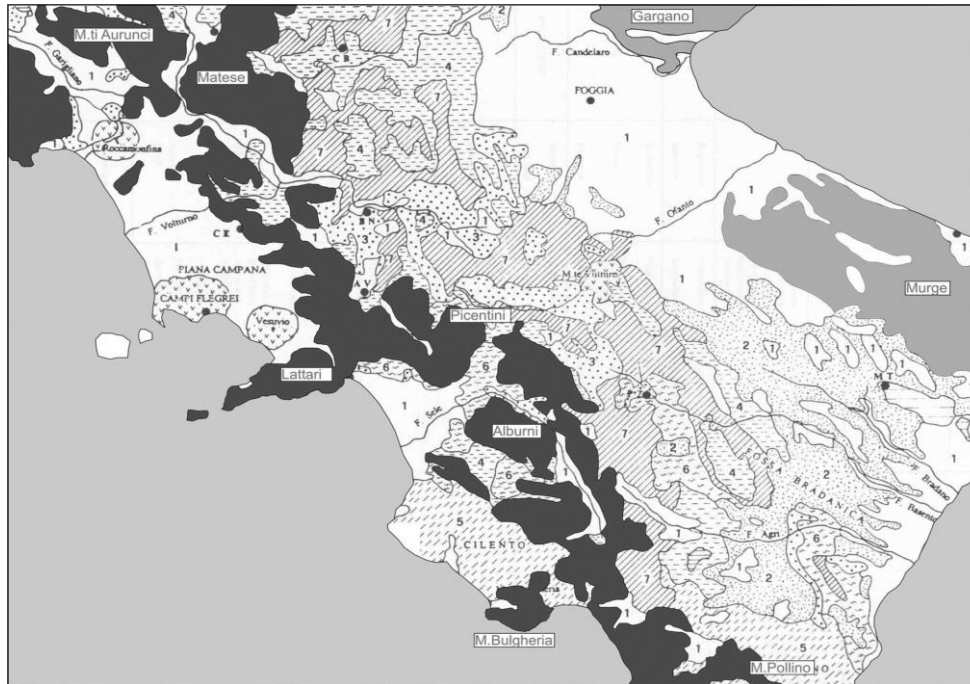
Durante il Quaternario, ed in particolare nel Pleistocene inferiore e medio, si registrano i più importanti movimenti verticali che hanno determinato un'ampia e generale emersione della Catena, nonché l'articolazione della stessa in alti e bassi strutturali.

Le fasi di sollevamento perdurano fino ad oggi, come testimoniano i terremoti che colpiscono costantemente le regioni appenniniche ed il vulcanismo ancora attivo delle aree tirreniche, impostato su importanti linee tettoniche.

Il sollevamento della catena non è avvenuto in modo uniforme: alcuni settori sono più energicamente sollevati, per cui affiorano anche i terreni più antichi; altri sono più depressi e in essi sono conservati i terreni più recenti. Esempi sono dati dalle importanti strutture carbonatiche dei M.ti del Matese, Picentini, Pollino ecc., sollevate da faglie con rigetto di almeno 2000-3000 m, che mostrano in superficie anche i più antichi terreni del Trias. Per contro, le piane dell'area

tirrenica ed alcune conche intramontane rappresentano quelle aree relativamente depresse nelle quali si sono sedimentati e conservati i terreni più recenti, plio-pleistocenici.

Durante il tardo Quaternario, infine, si raggiunge l'attuale assetto tettonico e morfologico della Catena appenninica che si può schematicamente suddividere in: **area tirrenica**, **catena**, **avanfossa** ed **avampaese**.



Schema geologico dell'Appennino campano – lucano: sedimenti e rocce carbonatiche mesozoico – terziarie di piattaforma della catena (in nero) e dell'avampaese apulo (in grigio). I restanti terreni sono in prevalenza costituiti da flysch argilloso-marnosi, arenacei, silicei e da successioni argilloso-sabbiose e conglomeratiche. Fanno eccezione i terreni vulcanici del Roccamonfina, dei Campi ed isole flegree, del Vesuvio e del Vulture (in Basilicata).

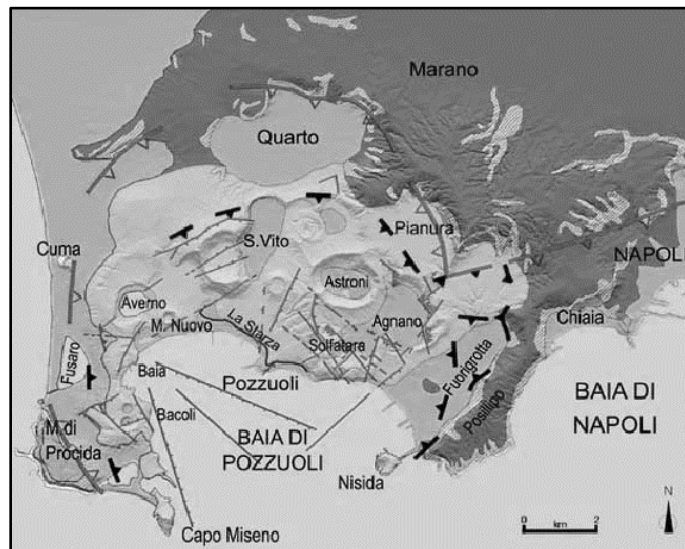
1.1 L'area tirrenica

L'area tirrenica è stata interessata da grandi movimenti distensivi che hanno ribassato la catena di alcune migliaia di metri verso il Tirreno centrale. Gli effetti di questa distensione tirrenica sono la risalita di masse magmatiche, con alimentazione di un'intensa attività vulcanica (Roccamonfina, Somma-Vesuvio, Campi Flegrei) e la formazione di ampie depressioni (pianure costiere) colmate da sedimenti vulcanoclastici, alluvionali e marini (Piana Campana e Piana del Sele).

Nel settore esaminato si distinguono dei vulcani p.d., come il Roccamonfina, il Vesuvio ed il Vulture, ed una vasta area vulcanica ubicata ad W di Napoli, l'area flegrea, che comprende anche le isole di Procida, Vivara ed Ischia, e nella quale si ritrovano più di 60 centri vulcanici, parte dei quali sommersi.

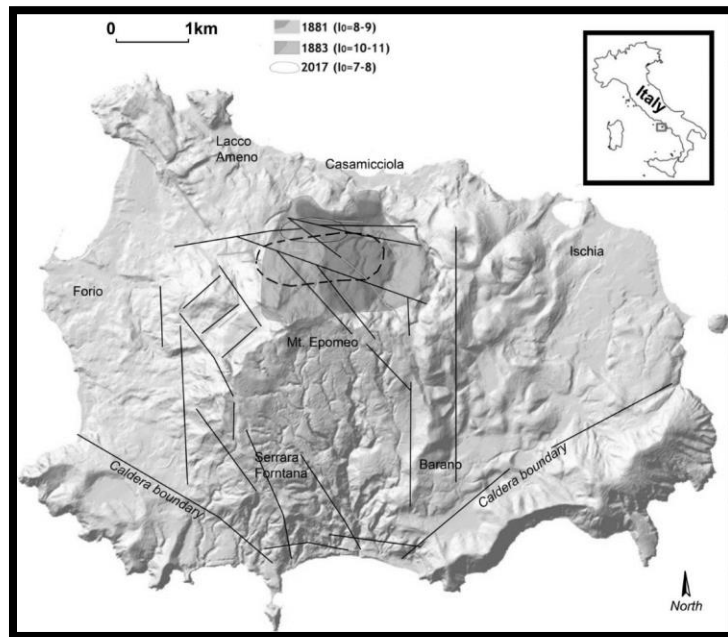
Le prime manifestazioni vulcaniche del **Roccamonfina**, ubicato al confine tra Campania e Lazio, risalgono a poco più di un milione di anni fa e sono terminate circa 400.000 anni fa. Durante questo intervallo all'attività effusiva si è frapposta quella esplosiva (strato-vulcano).

L'attività vulcanica dei **Campi Flegrei** ha avuto inizio circa 150.000 anni fa, mentre le ultime manifestazioni si sono avute nel 1301 (ad Ischia) e nel 1538 con la formazione del M.te Nuovo. Attualmente alcuni Autori distinguono, in questo lungo lasso di tempo, 4 cicli di vulcanismo.



Assetto geologico dell'area flegrea

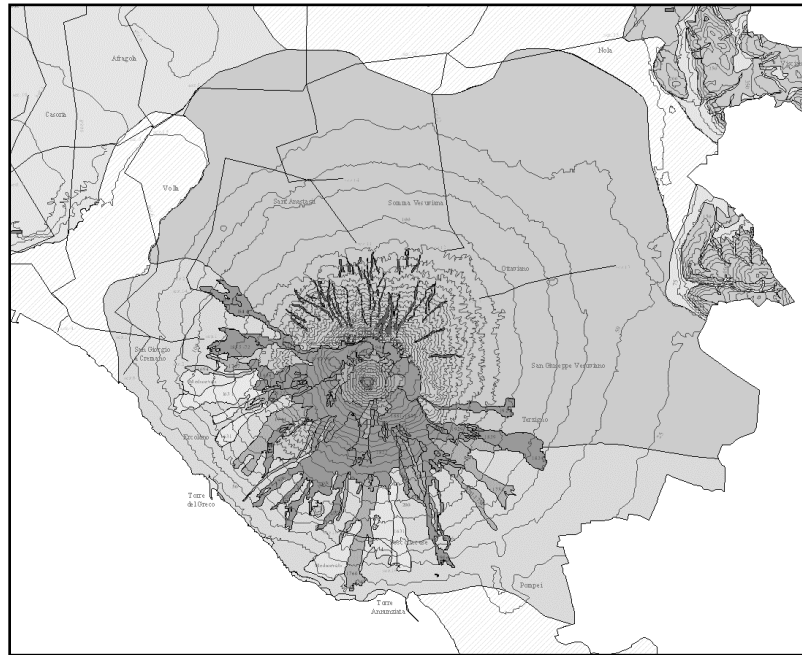
Le rocce più antiche dell'isola di **Ischia** sono vulcaniti (età > 150.000 da oggi) che affiorano nel settore SE dell'isola e, assai più limitatamente, in quello SW. Tali materiali sono stati interessati da un collasso vulcano-tettonico: i margini della struttura collassata sarebbero gli affioramenti anzi detti. All'interno ed alla periferia della depressione si sono sviluppati, nel periodo da 150 a 75.000 anni fa, duomi e colate laviche (essenzialmente trachitici). Il sistema magmatico è ancora attivo come testimonia il persistere di un'intensa attività sismica e fumarolica.



Assetto tettonico dell'isola di Ischia

Il **Somma-Vesuvio** è costituito dal più antico edificio del Somma nel quale la formazione della caldera (avvenuta 17000 o 4000 anni da oggi, secondo i diversi Autori) ha determinato il ribassamento del fianco meridionale, la migrazione verso SW delle successive manifestazioni e la formazione nel tempo, all'interno della caldera, del cono del Vesuvio. Dell'edificio del Somma è così rimasto affiorante il solo settore settentrionale mentre il resto, ribassato, è stato coperto dai prodotti vesuviani.

L'attività del vulcano è iniziata circa 25000 anni fa, come si evince anche dalla sovrapposizione, riscontrata in perforazioni realizzate sul fianco settentrionale, dei prodotti del Somma su piroclastiti riferibili all'ignimbrite campana (età 30000 anni). Fino a 17000 anni fa l'attività è proseguita con fasi alterne effusive ed esplosive (strato-vulcano), per divenire, queste ultime, quasi prevalenti: fino al 1631. Da tale anno (in cui si è avuto un evento esplosivo assai intenso che provocò più di 6000 vittime) all'ultima eruzione (1944), le manifestazioni eruttive, pure con alternanza di fasi, hanno assunto più spesso il carattere di flussi lavici.



Assetto stratigrafico del Somma-Vesuvio. In grigio-scuro sono evidenziate le colate laviche succedutesi nel tempo fino al 1944

Il monte **Vulture**, ricadente nella regione lucana, è un complesso vulcanico costituito da un edificio centrale composito, da centri secondari e da una caldera. L'attività del vulcano è iniziata nel Pliocene e si è esplicata nel corso di tre stadi successivi.

Il primo stadio di attività è stato caratterizzato da messa in posto di coltri ignimbriche e dalla formazione di duomi lavici. Nel secondo stadio fasi essenzialmente esplosive hanno portato alla formazione del vulcano centrale, che si è andato poi ampliando ed innalzando, attraverso successive manifestazioni a prevalente carattere effusivo. Nel terzo stadio la parte sommitale del vulcano è stata distrutta da un collasso calderico, quindi una frattura con direzione E-W ha determinato il ribassamento del fianco meridionale. Un collasso successivo, verificatosi nel settore occidentale del Vulture, ha individuato una caldera al cui interno, per esplosioni idromagmatiche, si sarebbero infine prodotte alcune forme crateriche attualmente occupate dai laghetti di Monticchio. I primi prodotti del vulcano sono stati prevalentemente trachitici ed i successivi tefritici.

Risorse in acque sotterranee

Nei tre vulcani ad edificio centrale le acque di infiltrazione concorrono ad alimentare la falda di base che, nel caso del Somma-Vesuvio e del Roccamonfina, non dà luogo a sorgenti ma origina un flusso sotterraneo, pressoché radiale, con recapito nelle aree limitrofe. Al Vulture, invece, la falda, limitata alla base da terreni sedimentari poco permeabili (marne, argille, arenarie etc.), alimenta una serie di sorgenti (portata media globale ca. 0.5 mc/s) che effluiscono in corrispondenza dell'unghia delle vulcaniti.

Per quanto riguarda le isole flegree, solo ad Ischia è presente una falda di qualche interesse il cui limite inferiore è verosimilmente l'interfaccia acqua dolce/mare. Essa è inoltre interessata da apporti endogeni che in diversi siti ne inducono la mineralizzazione.

Nell'area flegrea continentale è presente una falda idrica unica i cui recapiti sono il mare e, verso N, la Piana Campana.

In tutte le aree vulcaniche la persistenza di una residua attività magmatica comporta la presenza di acque minerali e talora termali localizzate assai spesso in corrispondenza di linee tettoniche che, di

fatto, agevolano la risalita degli apporti anzidetti.

Rischi geologici

Per le aree vulcaniche, nelle quali l'attività magmatica non può dirsi del tutto esaurita (es. area vesuviano-flegrea), sono da temere eventi sismici che, sia pure a scala locale, possono assumere intensità assai elevate (anche superiori all'VIII MCS): un esempio è il terremoto del 1883 nell'isola d'Ischia che produsse il crollo di tutti gli edifici di Casamicciola, la parziale distruzione di Lacco e Forio, con oltre 2000 morti.

Un fenomeno tipico dell'area flegrea continentale è il **bradisismo** che nelle sue "crisi" periodiche (marcate oscillazioni della superficie topografica) ha sovente prodotto danni alle sedi stradali e ferroviarie, agli acquedotti, alle infrastrutture portuali e la rovina di edifici.

Nelle aree vesuviana e flegrea sono inoltre possibili eventi vulcanici (effusivi e esplosivi): questi potrebbero verificarsi anche in mare (al largo della costa flegrea) e talora dare vita a successivi maremoti.

Nei tufi e nelle lave i fenomeni di **frana** più frequenti sono i crolli ed i ribaltamenti; nei prodotti piroclastici sciolti i fenomeni più diffusi sono i crolli e, in concomitanza con eventi meteorici intensi, le colate. Sono inoltre da temere collassi di cavità realizzate in passato per estrazione di materiale al di sotto degli edifici delle aree urbanizzate.

Aspetti geologico-tecnici di rilievo per fondazioni e scavi in sotterraneo sono da ascrivere nel distretto flegreo-napoletano alle forti irregolarità dell'andamento del tetto del tufo, sepolto dai più recenti prodotti piroclastici, e talvolta alle forti variabilità granulometriche e di grado di addensamento e/o cementazione dei prodotti "sciolti". Nell'area vesuviana altri aspetti significativi sono da imputare alle alternanze in orizzontale e in verticale di corpi lavici (rocce dure di elevata resistenza meccanica ed all'abbattimento) e prodotti piroclastici.



Il tempio di Serapide (macellum) a Pozzuoli. E' una testimonianza dei fenomeni bradisismici di abbassamento e sollevamento del suolo, come si può osservare dalle colonne che nella parte inferiore sono interessate da fori di litodomi (organismi marini che si annidano nel materiale lapideo).

1.2 Le grandi pianie costiere

Nel settore campano della Piana del fiume **Garigliano** (il fiume segna infatti qui il confine tra le Regioni Campania e Lazio) i limiti morfologici sono rappresentati a NE dal Roccamonfina ed a SE dal M.te Massico. La Piana nella sua interezza rappresenta una depressione, individuata nel Plio-Quaternario, nella quale si è avuta una sedimentazione sabbioso-limoso-conglomeratica e pi-roclastica.

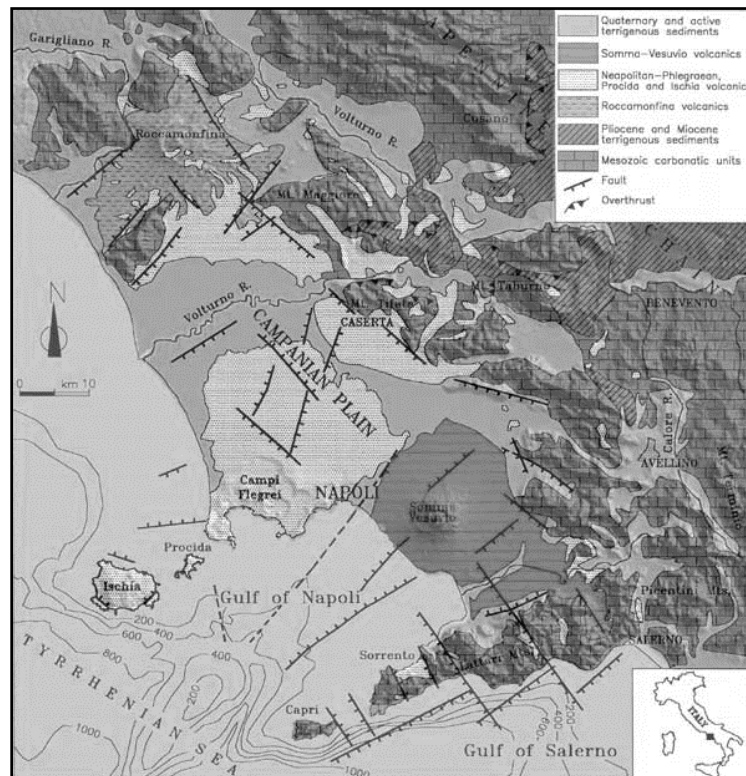
Nella zona sud-occidentale i depositi sono costituiti prevalentemente da materiali alluvionali a diversa granulometria, talora con livelli torbosi, da piroclastiti dilavate e da sabbie di spiaggia e di duna. Verso il Roccamonfina prevalgono invece le piroclastiti alle quali sono interposte, in prossimità del vulcano, frequenti colate laviche.

Al di sotto dei depositi sedimentario-vulcanici è stato infine individuato, ad una profondità di diverse centinaia di metri, un substrato sedimentario argilla-sabbioso mio-pliocenico.

La **Piana campana** (superficie ca. 1350 kmq) corrisponde ad una depressione tettonica impostata su un originario piastrone carbonatico, i cui margini affioranti sono i rilievi che attualmente la bordano (M.te Massico a N, M.ti Tifatini a NE, M.ti di Durazzano e di Avella-Partenio-Alvano a E, M.ti Lattari a S). Lungo le fratture che hanno prodotto la depressione si è avuta, nel tempo, un'intensa attività vulcanica e si sono sviluppati importanti distretti vulcanici (Roccamonfina, Campi Flegrei, Somma-Vesuvio).

Il distretto vulcanico dei Campi Flegrei e il massiccio del Somma-Vesuvio individuano tre settori della piana: quello settentrionale (basso Volturno); quello mediano (valle del Sebeto); quello meridionale (piana di Sarno).

Dai dati stratigrafici - di prospezioni geofisiche, di perforazioni profonde eseguite per ricerche di idrocarburi e di molteplici pozzi perforati soprattutto per ricerche d'acqua - risulta, per i settori del basso Volturno e della valle del Sebeto, una complessa successione stratigrafica costituita da tufi, depositi vulcano-sedimentari di varia granulometria e spessore, depositi prevalentemente pelitici di ambiente marino e transizionale.



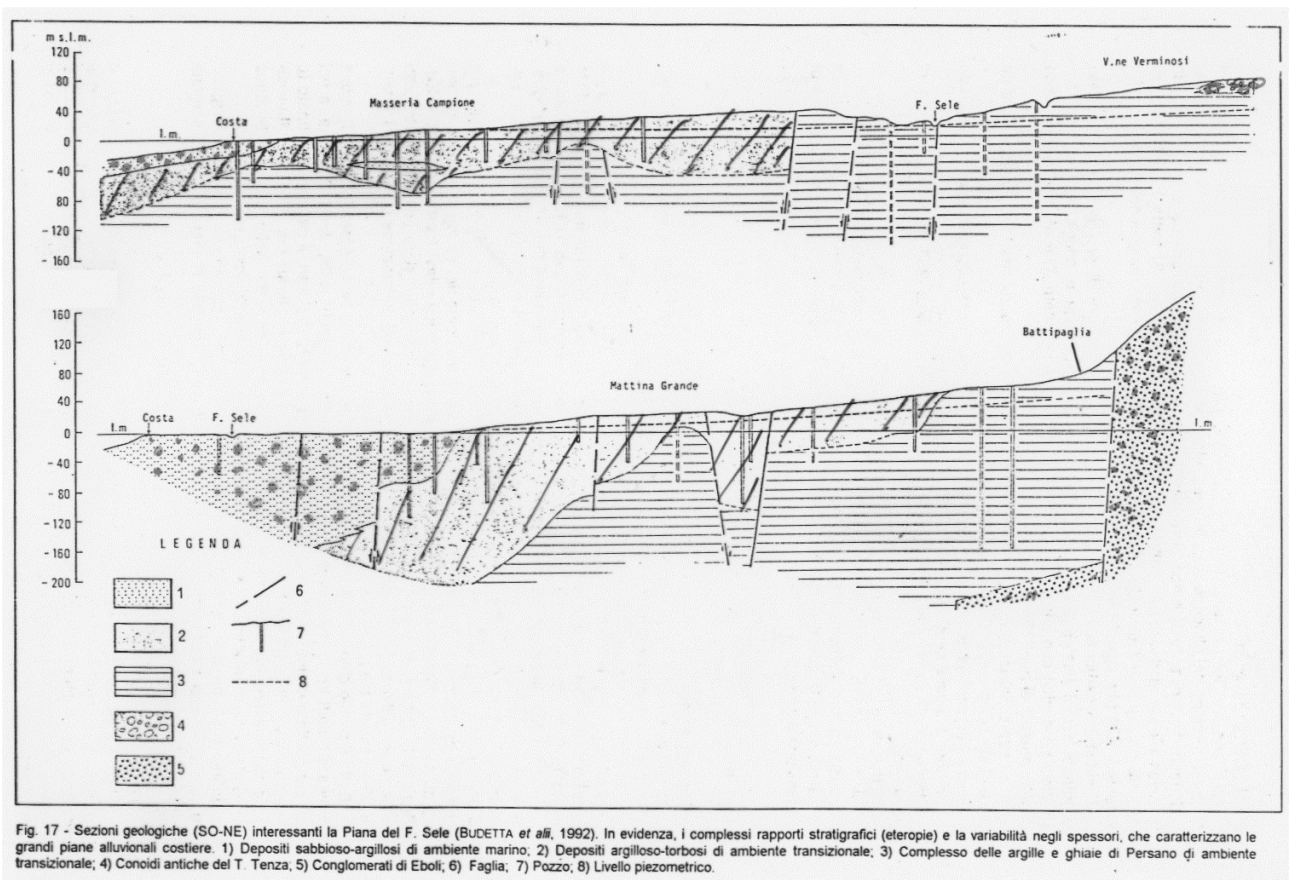
Schema geologico della Piana campana.

La **Piana del Sele**, estesa per circa 230 Km², rappresenta una depressione individuata forse già a partire dal Miocene superiore ed attiva durante il Plio-Quaternario. Si è avuta qui la sedimentazione di potenti successioni clastiche (continentali, di transizione e marine) che la tettonica ha successivamente sollevato lungo i bordi della Piana. Si tratta in particolare di depositi alluvionali e di conoide, derivanti dall'erosione dei vicini massicci in sollevamento (M. ti Picentini, M. te Marzano, M. ti Albani).

Il substrato carbonatico è stato individuato a più di 3000 m di profondità e su di esso poggiano terreni terziari (in facies di flysch di età miocenica e conglomeratico-argilloso-sabbiosi pliocenici)

con uno spessore totale di un migliaio di metri. Questi materiali. affiorano rispettivamente ai bordi NE e N della Piana.

Al di sopra dei termini anzidetti, nella Piana, si ritrova una successione clastica, potente varie centinaia di metri, costituita - dal basso - da brecce ben cementate con livelli di ghiaie con matrice sabbiosa (Conglomerati di Eboli) con spessore di alcune centinaia di metri; alternanza di strati argillosi e ghiaiosi con spessore di circa 250 metri (Complesso di Persano); ghiaie e conglomerati a matrice limo-sabbiosa che rappresentano depositi di conoide e com-paiono nei settori nord-occidentali della Piana, con spessori di alcune decine di m; depositi argilloso-torbosi presenti nella zona centrale della Piana potenti circa 70-80 metri; su di essi, verso la costa, poggiano infine materiali sabbioso-argillosi prodotti da fenomeni di invasione marina.



Sezioni stratigrafiche schematiche della Piana del F. Sele.

Risorse in acque sotterranee

Il sottosuolo delle Piane è sede di importanti falde idriche che vengono utilizzate mediante pozzi per usi irrigui, industriali e, talora, potabili.

Tali falde hanno carattere freatico (es. settore E della Piana del Sele) ovvero confinato o semiconfinato (es. Piana Campana o restante parte di quella del Sele). Il confinamento (o il

semiconfinamento) viene talora esercitato da depositi limo-argillosi come nel settore SW della Piana del Sele; altrove, invece, (Piana Campana) sono i forti spessori di Tufo grigio campano a limitare la falda. Al di sopra di questi livelli poco o punto permeabili, e fino al piano campagna, sono talora presenti spessori ridotti (dell'ordine della decina di metri) di materiali sciolti an-ch'essi sede di falde di tipo freatico e di importanza assai meno rilevante.

Per queste ultime l'alimentazione è pressoché esclusivamente meteorica, per quelle più profonde ed importanti la ricarica è legata agli apporti pluviometrici (laddove non sussistono condizioni di confinamento), a travasi sotterranei con origine nei rilievi (carbonatici e/o vulcanici) che limitano le Piane (verso la Piana Campana ed esempio è stato valutato un travaso sotterraneo dell'ordine di 70 milioni di mc/anno) ed a fenomeni di filtrazione da acquiferi superficiali od ancora più profondi.

Sotto il profilo chimico le acque degli acquiferi profondi delle Piane sono di norma di buona qualità e quindi immediatamente disponibili al consumo umano; nella Piana Campana, e nel settore costiero di quella del Sele, tuttavia, la bassa velocità di flusso, il carattere confinato (o semiconfinato) della falda e la presenza di materiale organico naturale (es. torbe) contribuiscono a determinare un ambiente anaerobico che comporta sovente, nelle acque sotterranee profonde, abbondanza in CO₂ e indesiderate presenze di ferro e manganese.

Materiali da costruzione

Nelle Piane l'industria estrattiva è rivolta ai depositi alluvionali recenti e antichi (sabbie e ghiaie), che vengono utilizzati come inerti per conglomerati cementizi, etc. nonché ai travertini dell'area di Paestum, utilizzati per lo più come rivestimenti. Assai diffuse sono poi le cave a fossa nell'ambito dei materiali piroclastici per lo sfruttamento di pozzolane s.l. e tufi, ambedue ampiamente utilizzati nelle costruzioni (vedi § precedente).

Rischi

Uno dei maggiori rischi, nell'ambito delle Piane, è rappresentato dalle possibilità di inquinamento delle importanti falde degli acquiferi più profondi; le cause possono essere molteplici data l'elevata concentrazione di attività potenzialmente inquinanti (agricoltura, industria, grossi insediamenti urbani etc.): tra le più diffuse si ricordano:

interazione con corsi d'acqua superficiali inquinati; immissioni, mediante pozzi, di acque inquinate; richiami di acque da falde superficiali già contaminate indotti da forti emungimenti nei pozzi degli acquiferi profondi; mobilitazione di acque profonde mineralizzate.

Gli aspetti **geologico-tecnici** di rilievo per fondazioni e scavi in sottterraneo sono da ascrivere alle forti variazioni in orizzontale e in verticale della litologia e della struttura del sottosuolo; si passa infatti da terreni granulari sabbioso-ghiaiosi con vario grado di addensamento a terreni coesivi ed

a consistenza variabile, talora associati a materiali organici torbosi; è inoltre presente, a profondità di interesse geotecnico, un banco di rocce tenere di vario spessore (tufo) ed una falda idrica superficiale e profonda.

1.3 La catena appenninica s.s.

La Catena sud-appenninica è costituita dalla sovrapposizione di diverse "falde tettoniche", derivanti dalla deformazione di originari bacini di sedimentazione (unità paleogeografiche). La storia di tali accavallamenti è ancora molto complessa e non del tutto chiarita, tanto che i modelli proposti dai vari Autori sono spesso differenti soprattutto per quanto riguarda le posizioni geometriche delle falde e la posizione degli originari domini di sedimentazione.

Le principali unità tettoniche (falde) che costituiscono la catena sono rappresentate da terreni con differenti caratteristiche litologiche e ambientali (facies), di età compresa tra il Mesozoico ed il Terziario, le quali possono essere così distinte: la dorsale montuosa calcareo-dolomitica, i terreni calcareo-silico-marnosi lagonegresi e molisani, i complessi terrigeni in facies di flysch, i terreni dei cicli mio-pliocenici, i depositi continentali delle grandi depressioni intramontane.

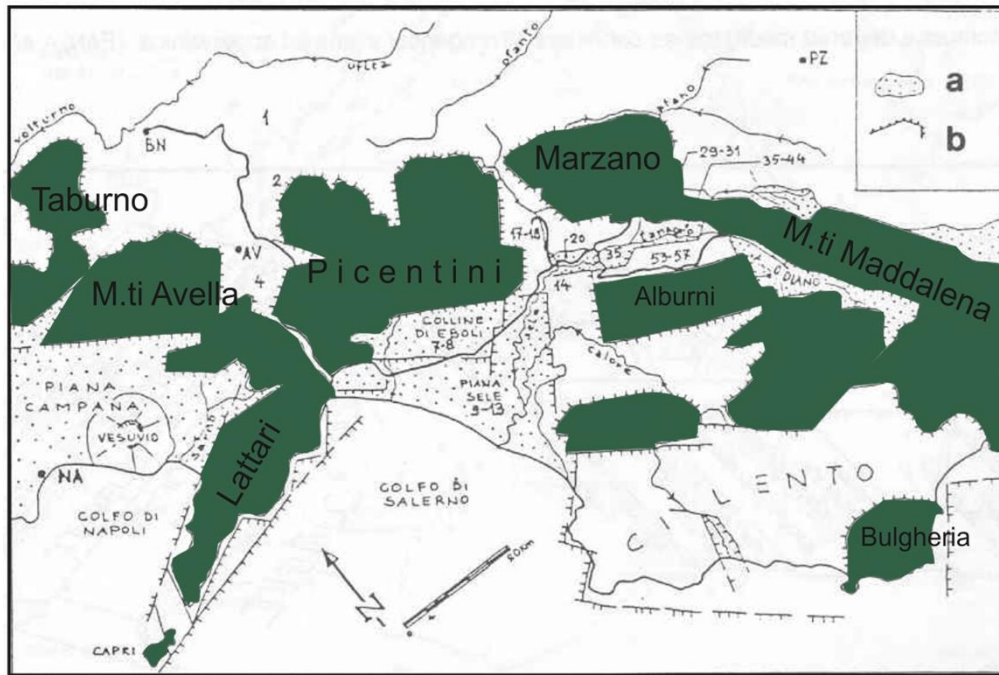
La dorsale montuosa calcareo-dolomitica

La Catena sud-appenninica s.s. ha la sua massima espressione morfologica in rilievi montuosi che superano talora i 2000 m di altezza e che sono costituiti prevalentemente da rocce lapidee calcareo-dolomitiche, in genere intensamente fratturate e carsificate.

Tali successioni costituiscono l'ossatura della catena appenninica e si estendono in modo continuo dall'Abruzzo alla Calabria settentrionale attraverso i M.ti del Matese, Lepini, Aurunci, i M.ti di Caserta, la dorsale dei M.ti di Avella, la Penisola Sorrentina, i M.ti Picentini, l'Alburno, il M.te Marzano, i M.ti della Maddalena, il M.te Cervati, i M.ti di Sapri, il M.te Bulgheria, il gruppo Ciagola-Mula-Montea e quello del Pollino.

Si tratta di sedimenti di piattaforma carbonatica, cioè di un mare poco profondo nel quale, a partire dal Trias e sino al Miocene, si sono depositati sedimenti dolomitici e poi prevalentemente calcarei di natura biochimica e bioclastica. Il tasso di sedimentazione continuo ed una lenta subsidenza hanno permesso la deposizione di oltre 3000 m di sedimenti ben stratificati.

Le piattaforme carbonatiche erano bordate lungo i margini da ripide scarpate dove si sono depositi sedimenti con caratteristiche intermedie tra piattaforma e bacino (transizione), a prevalente composizione calcareo clastica.



Principali massicci calcareo-dolomitici del settore campano della Catena appenninica.

Bacino lagonegrese

I terreni del Bacino lagonegrese attualmente affiorano soprattutto nella zona lucana nei dintorni di Lagonegro, a sud di Potenza e, in settori più limitati, presso Campagna e Giffoni Valle Piana (SA). La serie tipo è rappresentata da sedimenti inizialmente terrigeni (argille, arenarie, conglomerati) che contengono scogliere carbonatiche (Formazione di M.te Facito); a questa Formazione competono spessori dell'ordine di 300 m. Successivamente inizia una sedimentazione carbonatica di ambiente profondo (Calcari con liste e noduli di selce), con spessori di circa 250 m. A seguito di un ulteriore approfondimento del bacino, la sedimentazione diventa prevalentemente diasprigna (Scisti silicei - circa 200 m); ancora verso l'alto la successione è costituita da calcilutiti più o meno silicifere, da marne e da argille (Flysch Rosso e Flysch Galestrino).

Bacino molisano

I terreni del Bacino molisano sono molto simili a quelli del Bacino di Lagonegro, tanto che alcuni Autori ritengono che si tratti dello stesso dominio paleogeografico. La serie è costituita da: dolomie selcifere triassiche, argilliti e radiolariti (spessore superiore ai 1000 m); calcilutiti e calcari marnosi.

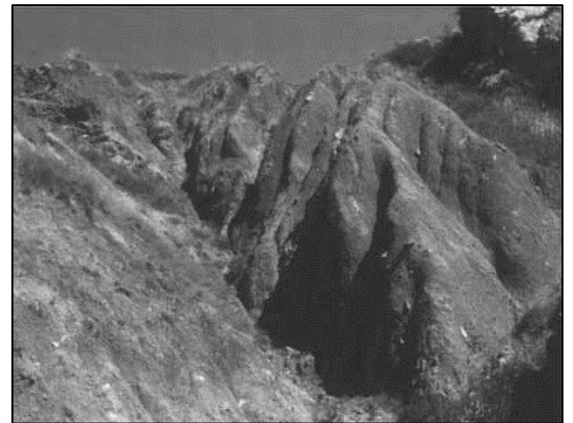
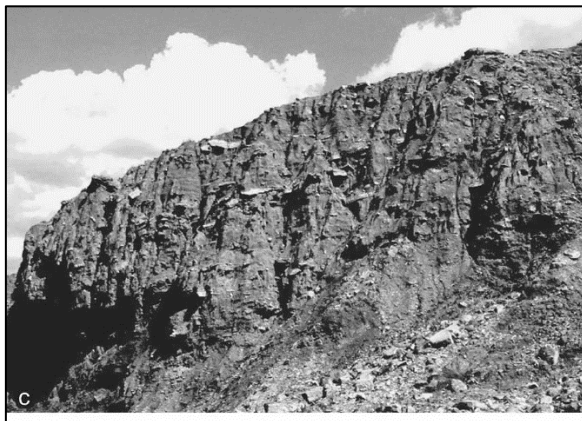
Complessi terrigeni in facies di flysch

Con il termine flysch si definiscono potenti alternanze di strati, di spessore variabile dal cm ad alcuni metri, di rocce sedimentarie di origine detritica. I sedimenti si sono accumulati durante la tetto-genesi in bacini di mare profondo con meccanismi di deposizione del tipo "nuvole di torbida";

ciò ha dato luogo alla formazione di strutture gradate (in senso granulometrico), sia nell'ambito dei singoli strati che dell'intera successione.



Terreni flyschoidi con frazione lapidea prevalente, scarsamente tettonizzate.



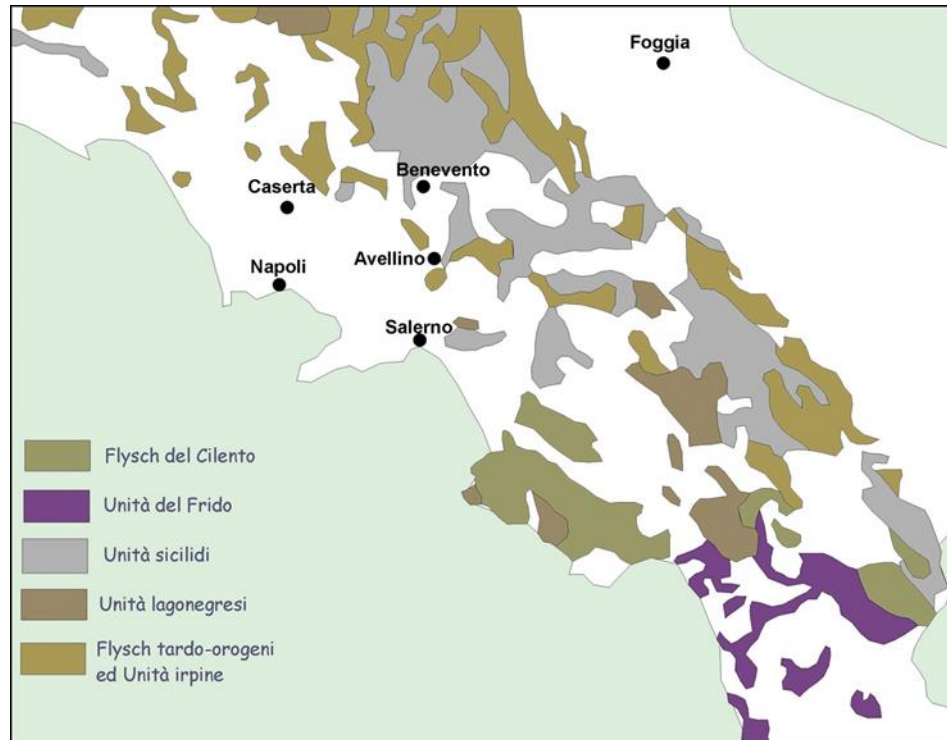
Terreni flyschoidi con frazione argillitica prevalente



Argille varicolori scagliose

I flysch, come sopra definiti, sono quindi caratterizzati da alternanze di argille, siltiti, marne ed arenarie, queste ultime talora prevalenti e ricche di minerali del tipo quarzo-feldspati-miche, provenienti dall'erosione di catene in fase di sollevamento (tettogenesi).

Di fatto esistono anche "complessi litologici eterogenei" costituiti da alternanze di strati prevalentemente calcareo-marnoso-silicei che derivano da sedimentazione in bacini di mare profondo esistenti ancor prima della tettonogenesi. A tali complessi viene ugualmente attribuito, sia pure in modo improprio, il termine "flysch".



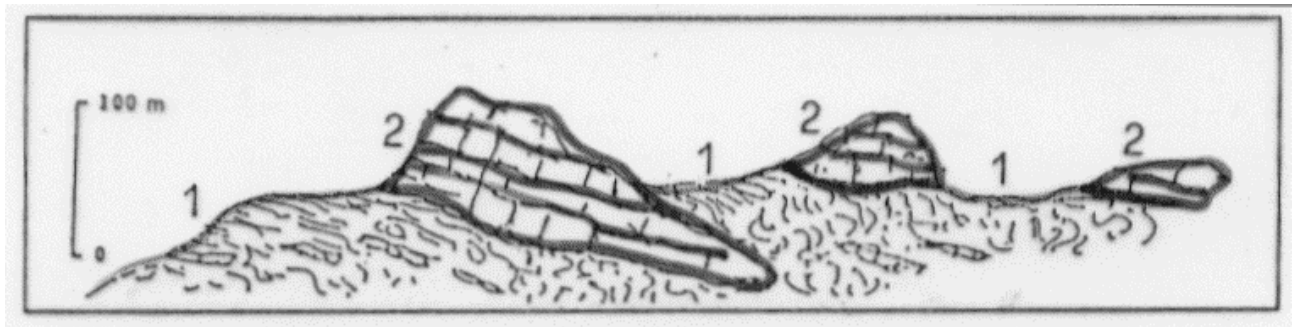
Areali d'affioramento delle formazioni flyschoidi dell'Appennino meridionale

Per significato tettonico, età e paleogeografia essi possono essere divisi comunque in due grandi gruppi: a) i flysch mesozoico-terziari di posizione paleogeografica interna (**Flysch del Cilento** e **Unità del fiume Frido**), accavallati tettonicamente sui terreni calcareo-dolomitici di piattaforma; b) i flysch miocenici legati stratigraficamente ai sedimenti calcarei di piattaforma ed i flysch delle **unità irpine** (flysch esterni). Con i termini interno ed esterno, si intende far riferimento alla originaria posizione dei bacini di sedimentazione dei flysch rispetto ai domini di piattaforma carbonatica, prima della tettonogenesi.

Esiste poi un terzo complesso di età e posizione paleogeografica ancora poco chiara rappresentato dai terreni delle **Argille Varicolori Scagliose (AVS)**. Trattasi di un flysch mesozoico-terziario di natura prevalentemente argillosa che, a causa della forte tettonizzazione, della somiglianza litologica con unità di altri bacini e della sua presenza come lembi (olistostromi) all'interno dei flysch miocenici, hanno una posizione geometrica e paleogeografica molto controversa.

E' costituita da argilliti molto deformate, spesso scagliose, di vario colore, nelle quali sono contenuti a varie altezze membri prevalentemente calcareo-marnosi in frammenti, blocchi ed ammassi, che talora costituiscono dei modesti rilievi (**olistoliti**). Affiora diffusamente, con

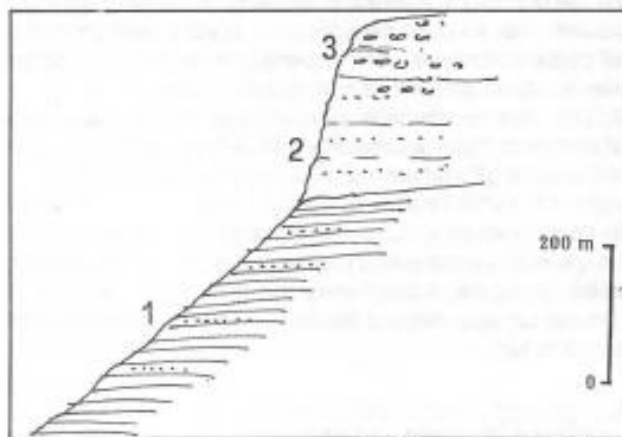
spessori massimi che superano i 1000 m in Cilento, nel Sannio e nell'Irpinia, in Lucania e Calabria settentrionale ed è anche nota col nome di Complesso Sicilide; viene spesso impropriamente associata ad alcuni flysch argillosi delle serie lagonegrese e molisana.



Aspetto tipico di estesi versanti con affioramenti di Argille Varicolori Scagliose: (1) successione di strati argillitici con inglobati litorelitti arenacei, calcarei e marnosi, (2) olistoliti calcarei o calcareo-marnosi costituenti isolati rilievi “imballati” nelle AVS.

Terreni dei cicli mio-pliocenici

Si tratta di terreni sedimentari di bacini impostatisi sulle coltri in avanzamento durante le ultime fasi della tetto-genesi. Tali terreni sono legati ad una iniziale (del Miocene sup.) deposizione in ambiente di mare poco profondo e con scarsa circolazione idrica (cicli evaporitici), seguita da diversi cicli sedimentari trasgressivo-regressivi (Pliocene). Le più importanti unità sono quelle di Altavilla e di Ariano; la prima è formata in prevalenza da depositi evaporitici (gessi) e poi conglomerati, sabbie, arenarie e argille; la seconda da argille grigio-azzurre, argille sabbiose, sabbie e conglomerati.



Sezione litologica schematica dell'Unità di Ariano. 1) Argille grigio-azzurre; 2) Sabbie; 3) Conglomerati.

1.4 Depositi continentali delle depressioni intramontane

In Appennino meridionale, durante il sollevamento della catena avvenuto in gran parte nel corso del Plio-Quaternario, si sono formate alcune grandi depressioni strutturali che hanno costituito dei locali livelli di base su cui si sono impostati importanti corsi d'acqua e talvolta laghi.

Si tratta in genere di bacini chiusi o a deflusso impedito, delle dimensioni di alcune centinaia di kmq, nei quali si sono accumulate potenti successioni clastiche (ghiaie, sabbie e argille), dello spessore di alcune centinaia di metri, e talora, in vicinanza di aree vulcaniche, depositi piroclastici.

Tra i più importanti ricordiamo da Nord la Piana di Avezzano, il bacino del Liri, dell'alto Volturno, di Isernia, la piana di Montesarchio, il Vallo di Diano, l'alto Tanagro, la Val D'Agri e, al confine calabro-lucano, il Bacino del Mercure.

Risorse in acque sotterranee

Nell'ambito dei rilievi carbonatici le rocce, calcari e dolomie, hanno permeabilità molto elevata in quanto estesamente fratturate e carsificate. Detti rilievi, frazionati dalla tettonica in più strutture con diverso grado di connessione, raccolgono una serie di corpi idrici il cui recapito esterno si concentra in un numero limitato di sorgenti di notevole portata (da alcune centinaia a poche migliaia di l/s), che alimentano la rete acquedottistica di molti importanti centri urbani.

Lungo il bordo "tirrenico" dei rilievi, si verificano sovente cospicui travasi sotterranei verso i terreni limitrofi (es. depositi alluvionali e/o piroclastici), la cui minore permeabilità non consente un efficace tamponamento delle falde dei rilievi. Tali travasi rappresentano pertanto, rispetto alle sorgenti, un'uscita ulteriore, se non la sola, delle falde di base.

Sotto il profilo chimico le acque in esame sono di norma bicarbonato-calciche con contenuti livelli di durezza (20-30 °F) e valori del residuo fisso dell'ordine di 300-400 mg/l. Talora tuttavia al bordo dei rilievi sono presenti discontinuità tettoniche assai estese ed importanti attraverso le quali si ha risalita di apporti gassosi profondi -es. CO₂, H₂S- [sorgo di Telesse (BN), sorgenti Lete e Triflisco (CE) etc.].

Nei rilievi riferibili alla Serie calcareo-silico-marnosa la circolazione idrica sotterranea risulta assai più frazionata in quanto influenzata non solo dalla litologia, più articolata, ma anche da un assetto tettonico-strutturale molto complesso.

Nei territori occupati dai vari flysch (settori irpino-sannita e cilentano), infine, le risorse idriche si riferiscono alle acque superficiali piuttosto che a quelle sotterranee, in considerazione della larga diffusione di unità litologiche scarsamente permeabili. Le falde, pur localmente presenti, sono di scarsa rilevanza e relativamente superficiali e pertanto assai esposte al pericolo di inquinamento.

Giacimenti minerari

Nell'avellinese viene estratto il **gesso** (es. zona di Tufo dove era anche sfruttato in passato un giacimento di zolfo). Miniere per l'estrazione della bauxite erano aperte sul M.te Maggiore e sul Matese (es. loc. Pietraroia). Egualmente nel passato una certa utilizzazione hanno avuto i depositi di **lignite e torbe** della conca di Acerno (SA) e delle piane di Sepino e Morcone (CB). Manifestazioni **metanifere** sono infine presenti in diversi siti dell'entroterra irpino-sannita.

Materiali da costruzione

L'attività estrattiva che interessa i rilievi carbonatici è intensa e talora pone anche problemi di tutela ambientale. I materiali estratti (calcari, calcari marnosi, dolomie, brecce carbonatiche, alabastri, travertini) hanno un largo uso nel confezionamento dei cementi, nelle malte, ed ancora come inerti, pietrisco stradale e ferroviario, come blocchi per scogliere, come pietra da taglio, talora anche con finalità ornamentali. Tra queste ultime si ricordano le brecce carbonatiche ("marmi") di Vitulano (BN), il calcare dolomitico ("pietra bronzina") di Bellona (CE), il calcare ("grigio-argento") di Mondragone (CE) ed ancora gli alabastri di Latronico e Balvano (PZ).

Nell'ambito dei terreni flyscioidi l'impiego dei livelli lapidei (arenacei, carbonatici, marnosi etc.) dipende dalla natura litologica e dalle condizioni tettoniche e giaciturali. Le argille azzurre e le argille sabbiose plioceniche trovano larga utilizzazione nell'industria dei laterizi in genere.

Del tutto prive di utilizzo, data l'eterogeneità litologica, sono invece gli estesi affioramenti di Argille Varicolori. Gli Scisti silicei, infine, hanno un uso, seppur limitato a causa delle difficoltà di estrazione, nella fabbricazione di mattoni refrattari.

Rischi geologici

I rischi geologici di maggiore rilevanza nell'area di catena sud-appenninica sono:

- la **sismicità molto elevata**, con un alto numero di eventi di intensità > VIII MCS (con vari massimi superiori ai X MCS). Ne deriva un elevato numero di comuni classificati sismici ai quali la legge sismica nazionale impone l'adozione di idonee norme costruttive.
- la **frequenza di fenomeni franosi** nelle formazioni "eterogenee a struttura complessa" diffuse nell'entroterra appenninico campano-lucano e nel Cilento (Argille Varicolori, Flysch Galestrino, Flysch del Cilento, Flysch calabro-lucani, flysch arenaceo-marnoso-argillosi s.l.). I bacini fluviali più compromessi sono l'Ofanto, l'alto Sele, l'alto Volturno, il Calore Lucano, etc. Le tipologie più diffuse sono le colate (nei terreni a componente argillosa prevalente ed in presenza di forti contenuti d'acqua), gli scorrimenti rotazionali (nelle successioni aventi globalmente le caratteristiche di rocce tenere) e le frane complesse (frane rotazionali-colate). Nelle argille grigio-azzurre plioceniche e nelle successioni regressive mio-plioceniche argilloso sabbioso-

conglomeratiche (Unità di Altavilla ed Ariano) sono talvolta presenti fenomeni di erosione calanchiva e crolli.



Numero di eventi sismici, suddivisi per Magnitudo, che hanno interessato il settore meridionale della catena appenninica tra il 1125 ed il 1980.

Lungo i versanti calcareo-dolomitici (Penisola Sorrentina, M.ti Picentini) sono possibili distacchi di blocchi (scorrimenti planari, ribaltamenti) e colate-scorrimenti planari delle coltri detritico-piroclastiche sul substrato carbonatico. .

Fenomeni di diversa portata per dimensione e frequenza sono infine quelli coinvolgenti masse rocciose (es. di natura carbonatica) poggianti su terreni deformabili di tipo prevalentemente argilloso. Tali fenomeni, noti in letteratura come Deformazioni **Gravitative Profonde di Versante** (DGPV), sono estremamente lenti e di dimensioni notevolissime (esempi in tal senso sono i versanti di Maratea, M.te Bulgheria, etc.).

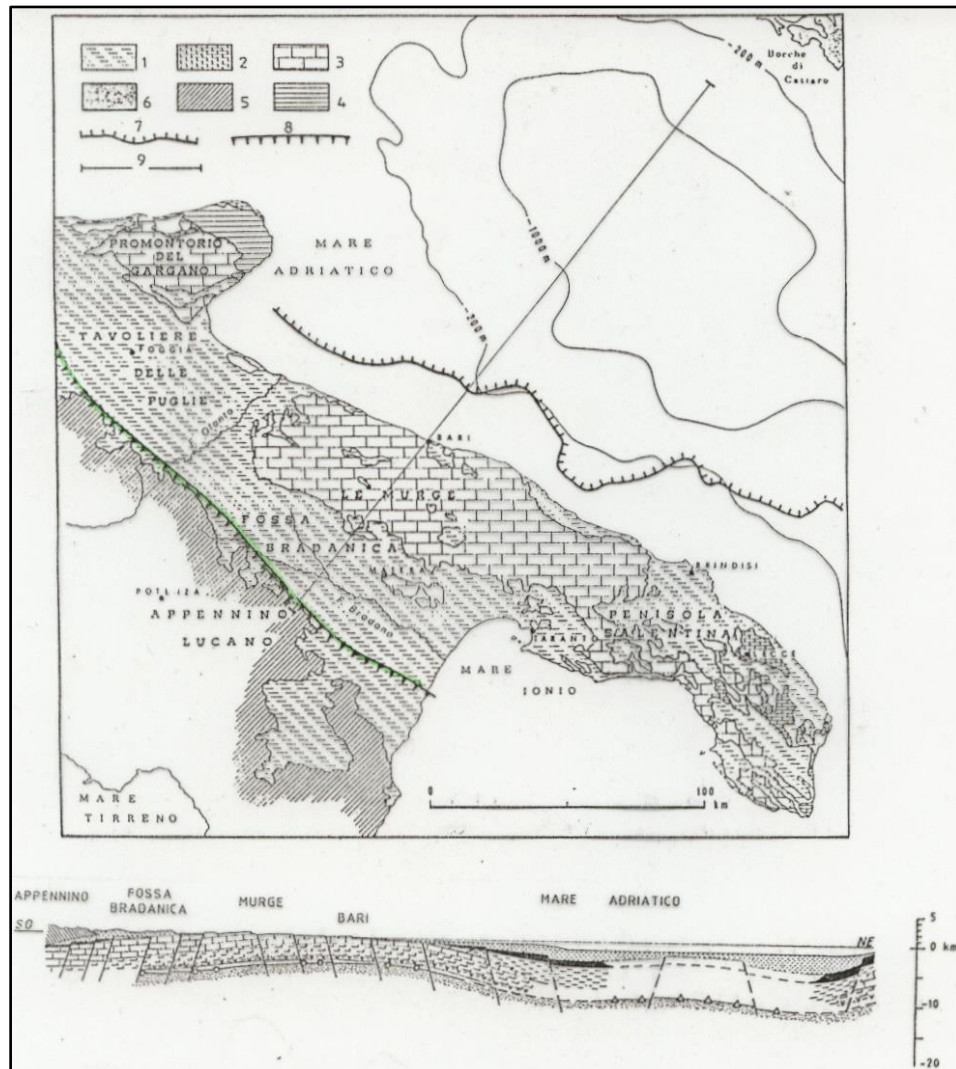
Le conseguenze di un tale sfavorevole assetto geomorfologico sono l'elevato numero dei Comuni ammessi a consolidamento (legge n° 445/1908), gli elevati costi di esercizio delle infrastrutture esistenti, la complessità (ed i maggiori costi) della progettazione-esecuzione di nuove opere, la possibile perdita di vite umane.

- la **vulnerabilità all'inquinamento** delle falde dei massicci carsici, a causa della velocità di percolazione di fluidi attraverso la maglia di fessure e di vuoti presenti all'interno dell'ammasso

roccioso e sovente in collegamento con inghiottitoi di pianalti (Piana del Dragone, Lago Laceno, Matese, Alburni).

1.4 L'avanfossa bradanica

L'Avanfossa bradanica, che occupa il settore, a sviluppo prevalente NO-SE, interposto tra il fronte della Catena sud-appenninica (verso ovest) e l'Avampaese apulo (verso est), comprende una parte affiorante (Tavoliere delle Puglie, Fossa Bradanica e fascia jonica della Lucania), con una prosecuzione, verso SE, nel Golfo di Taranto. L'avanfossa, intesa come elemento strutturale, si individua a partire dal Pliocene medio-superiore, quando un'importante subsidenza portò alla formazione di un bacino sedimentario allungato parallelamente alla piattaforma apula, il cui margine interno fu poi ribassato a blocchi, assumendo una conformazione "a gradini".



Schema geologico dell'Avanfossa bradanica e dell'Avampaese apulo. 1) Depositi clastici plio-pleistocenici dell'Avanfossa; 2) 3) 4) Sedimenti carbonatici (2- 3) e silico-carbonatici (4) mesozoico-terziari dell'Avampaese; 5) Terreni in facies di flysch delle falde appenniniche; 6) Margine sommerso della Piattaforma apula; 7) Fronte sepolto delle falde appenniniche.

Allo stesso tempo, il fronte della Catena appenninica avanzava, provocando, insieme a fenomeni di scivolamento gravitativo, l'accavallamento di lembi di falde sui sedimenti della fossa stessa. Tale è il motivo per cui i depositi dell'Avanfossa bradanica oltre a poggiare, sul margine occidentale, sui terreni della Catena appenninica, sono ad essi altresì, intercalati a varie altezze stratigrafiche.

I sedimenti dell'avanfossa, di facies marina, coprono un'intervallo crono-stratigrafico che va dal Pliocene medio-superiore al Pleistocene, con spessori complessivi dell'ordine di 3000 m, in gran parte noti da perforazioni; essi sono poi ricoperti da depositi continentali tardo-quadernari.

La successione litologica tipica affiorante in larga parte delle vallate dei corsi medio-inferiori, dei grandi fiumi lucani (Agri, Sinni, Bradano, Basento) vede alla base l'Unità delle Argille grigio-azzurre

(**Argille Subappennine**), per spessori di 300 m e, verso l'alto, varie unità sabbiose e sabbioso-conglomeratiche per spessori di diverse decine di m; queste ultime sono note in letteratura come Sabbie di Monte Marano e di Aliano, Conglomerati di Irsina e di Castronuovo, Sabbie e Conglomerati di Sella Cometa. Molto diffusi, infine, soprattutto nel materano, i "**tufi calcarei**" (Calcareni di Gravina), anch'essi plio-pleistocenici e con spessori di alcune decine di m.

Risorse in acque sotterranee

Le risorse idriche della regione sono in generale modeste e legate soprattutto alle acque superficiali. Numerosi sbarramenti artificiali imbrigliano i principali corsi d'acqua ed assicurano, come ad esempio nel caso delle dighe di Abate Alonia sul F. Rendina, Serra del Corvo sul Basentello, S. Giuliano sul Bradano e M.te Cotugno sul Sinni, l'approvvigionamento idrico a scopo irriguo.

Le acque sotterranee non costituiscono falde di grande volume a causa della diffusa presenza di terreni e rocce poco permeabili o impermeabili. Piccole sorgenti, a carattere locale e talora con regime variabile, traggono alimentazione da modesti affioramenti conglomeratici e sabbiosi.

Giacimenti minerari

Sin dagli anni '30 l'avanfossa è stata oggetto di esplorazioni petrolifere, che hanno portato all'individuazione di numerosi campi-pozzi, di cui circa una trentina attualmente in produzione: tra i più importanti quelli della **Val d'Agri** (in parte ricadente nella Catena appenninica s.s.).

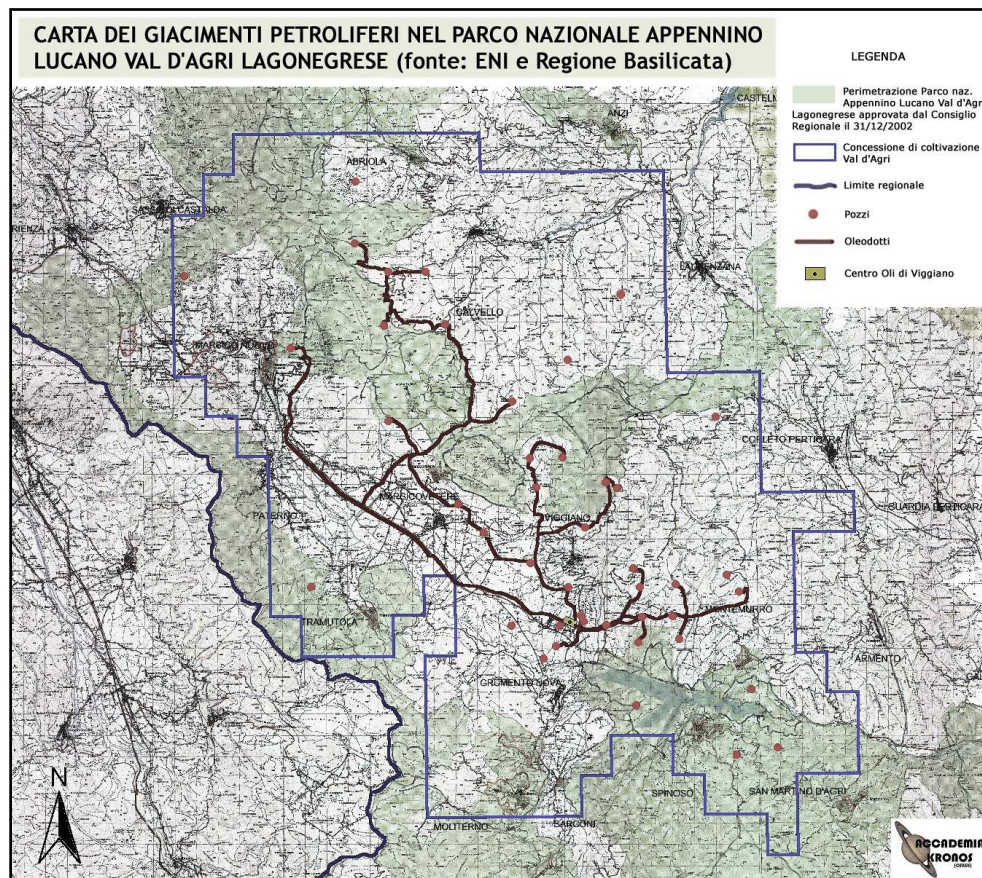
Materiali da costruzione

I litotipi di maggiore interesse, tra quelli affioranti in avanfossa sono:

argille e marne plio-pleistoceniche (industria dei cementi, laterizi); tufi calcarei del materano (blocchi per murature).

Rischi geologici

La diffusa presenza di terreni clastici a granulometria medio-fine facilmente erodibili, sui quali a volte si rinvencono conglomerati più o meno cementati, l'esistenza di versanti spesso notevolmente



Carta dei giacimenti petroliferi della Val d'Agri

acclivi ed il verificarsi talora di eventi pluviometrici intensi, causano, nell'area bradanica, numerose frane e fenomeni di intensa erosione, in zone molto estese.

Crolli e ribaltamenti interessano sovente versanti ad elevata pendenza in materiali conglomeratici e sabbiosi cementati, mentre invece scorrimenti traslativi, rotazionali e frane miste (scorrimenti più colate) impegnano le unità sabbiose ed argillo-sabbiose.

Molte di queste frane interessano i versanti collinari dei rilievi su cui sorgono numerosi paesi dell'area bradanica, ricadenti nelle provincie di Matera, Potenza e Foggia, ove sovente il notevole sviluppo urbanistico e le copiose perdite da acquedotti e fognature costituiscono altrettante concause antropiche di aggravamento dei fenomeni descritti.

Numerosi centri abitati sono cronicamente interessati da periodiche riattivazioni di scorrimenti e colate; in tal uni casi, i dissesti assumono una tale rilevanza da imporre il trasferimento dell'intero abitato. Riattivazioni di frane quiescenti si segnalano anche in occasione di eventi sismici che hanno le loro zone epicentrali nell'Appennino e nel Gargano e che fanno risentire i loro effetti

nella fossa Bradanica con intensità macrosismiche che raggiungono talora il IV – V grado della scala MCS.

Tra i fenomeni di intensa erosione vanno segnalati i **calanchi**, che interessano prevalentemente la frazione più spiccatamente pelitica delle Argille Subappennine ed in generale i versanti più acclivi esposti a sud. Le aree di versante maggiormente interessate dai fenomeni calanchivi si rinvergono di solito nei settori medio-bassi dei bacini fluviali adriatici compresi tra il Trigno a nord e l'Ofanto a sud ed ancora lungo la fascia ionica più meridionale dei bacini dei fiumi Bradano, Basento ed Agri.



Versanti interessati da intensi fenomeni erosivi, di tipo calanchivo

1.5 L'avanpaese apulo

L'Avampaese apulo è l'elemento tettonico inferiore dell'edificio sud-appenninico, costituito da una vasta piattaforma carbonatica di età mesozoica, individuata come unità strutturale nel Terziario, durante l'orogenesi appenninica e poggiante su un basamento continentale spesso circa 30 km. L'avampaese si sviluppa in aree emerse (Gargano, Murge e Salento) e sommerse (fascia occidentale del mare Adriatico). I bordi della struttura sono ribassati a blocchi sia verso l'Avanfossa Bradanica che verso l'Adriatico.

Nel suo ambito, si distinguono:

Gargano: Costituisce un imponente massiccio montuoso elevato oltre i 1000 m s.l.m. (M.te Calvo 1056 m), delimitato da importanti faglie, alcune delle quali ancora attive. Il Gargano è formato, alla base, da rocce evaporitiche triassiche non affioranti, cui seguono dolomie e calcari giurassico-cretacei di piattaforma, associati a calcari di scogliera.

Murge: L'altopiano delle Murge si eleva dal mare con quote comprese tra i 300 ed i 700 m ed è posto al centro della Puglia. Costituisce, altresì, tra i blocchi emersi della piattaforma apula, quello

più esteso. Nelle Murge sono presenti in affioramento calcari e calcari dolomitici cretaci (Formazioni del **Calcere di Bari** e del **Calcere di Altamura**). Tra le due formazioni è presente un'importante lacuna di sedimentazione, a cui corrispondono livelli bauxitici.

Salento: La penisola salentina è la parte estrema della regione pugliese, ed è caratterizzata da un paesaggio basso ed uniforme, con quote medie sui 100 m s.l.m. Anche nel Salento affiorano calcari cretaci, correlabili a quelli murgiani, in gran parte ricoperti da sedimenti calcarenitici cenozoici.

Risorse in acque sotterranee

A causa delle sue caratteristiche geologiche, morfologiche e climatiche, la Puglia è una regione **povera di risorse idriche**; infatti, le principali fonti di approvvigionamento idrico provengono dalle regioni limitrofe (Campania e Basilicata) e dal ricorso sistematico a pozzi di notevole profondità. Di contro, numerose sono le sorgenti carsiche che emergono sottocosta, in particolare sui bordi del Gargano. Anche le Murge, seppure in misura minore, presentano emergenze carsiche sotto costa, tra cui quella di Torre Canne (BR), che alimenta le omonime Terme. Il Salento, infine, è la regione per confronto più ricca di risorse idriche, annoverando infatti alcune sorgenti di buona portata (S. Chidro, 3 mc/s; Galese, 500 l/s).

Materiali da costruzione

I vari tipi di rocce calcaree che affiorano estesamente in Puglia trovano un vasto impiego nel campo delle costruzioni. Tra i litotipi più rappresentativi si ricordano:

- la **Pietra di Trani**: calcare bianco, compatto, talora saccaroide, con resistenza a compressione uniassiale variabile (300-1500 kg/cmq), di età cretacea.
- la **Pietra leccese**: calcarenite bianco-giallastra a grana fine, riccamente fossilifera, tenera ed omogenea, localmente marnosa (età: Miocene), con resistenza a compressione uniassiale mediamente tra 50 e 100 kg/cmq.
- il **tufo pugliese**: calcarenite organogena grigio-giallastra, di età plio-pleistocenica, con caratteristiche fisico-meccaniche simili a quelle dei tufi piroclastici dell'Italia centro-meridionale (res. a compressione: 10-100 kg/cmq).

Rischi geologici

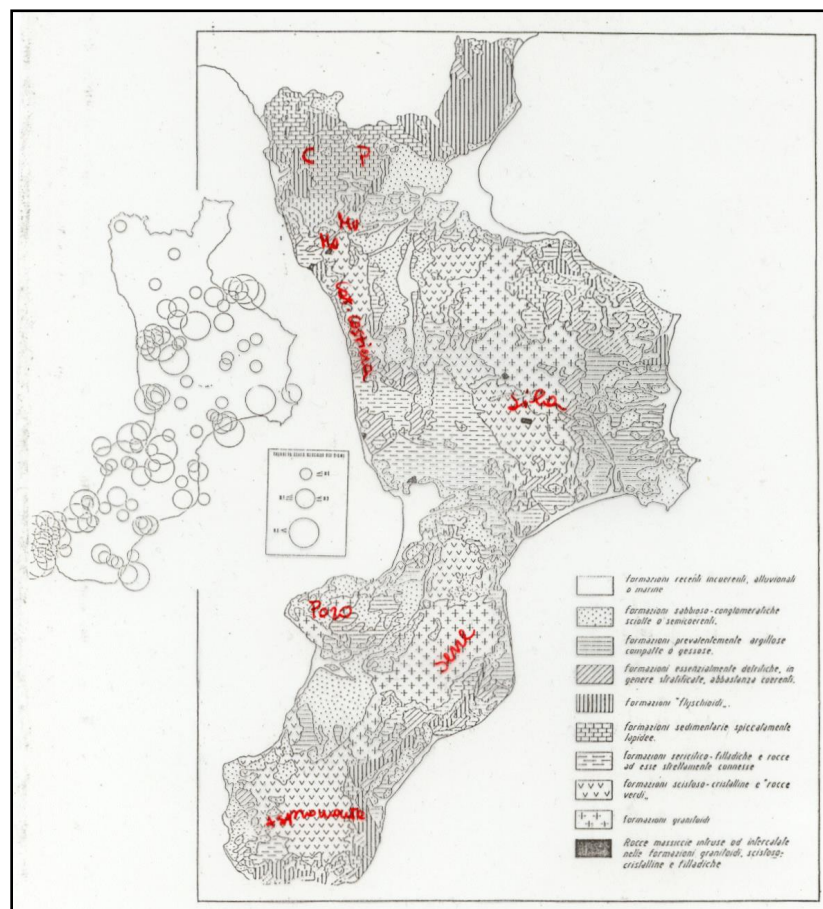
La parte settentrionale della regione è in parte esposta al rischio sismico. Il Gargano ha subito diversi terremoti di rilievo, tra cui quelli del 1627, 1688, 1783, 1852, 1875.

I fenomeni di instabilità sono nel complesso certamente meno diffusi rispetto alle regioni limitrofe. In alcune aree, sono da temere cedimenti considerevoli dovuti al **collasso di cavità carsiche** presenti a piccola profondità dal p.c., soprattutto laddove vi insistono dei manufatti [es. nell'abitato di Mesagne (BR)].

Infine, in conseguenza del fabbisogno idrico della regione, che ha reso indispensabile il ricorso sistematico a pozzi profondi in aree costiere, sussiste in Puglia il problema della contaminazione delle acque di falda ad opera di quelle marine.

1.6 L'arco calabro

Il rilievo calabrese si salda verso nord all'asse montuoso dell'Appennino meridionale mediante i gruppi del Pollino (m 2267) e del Ciagola-Mula-Montea, dal quale si prolunga verso sud, lungo il Tirreno, la Catena Costiera (cime sui 1300-1500 m). Ad est di quest'ultima, separata dalla valle del F. Crati, si leva il massiccio della Sila (M.te Botte Donato, m 1928). A sud del restringimento tra i due golfi di S. Eufemia e Squillace ("stretta" di Catanzaro), il rilievo continua con la catena delle Serre (M.te Pecoraro, m 1423); ad ovest delle Serre, al di là della valle del F. Mesima, si erge il promontorio costiero del Poro (m 710). Le Serre, infine, risultano collegate verso sud al massiccio dell'Aspromonte (Montalto, m 1955), ultimo rilievo della penisola italiana. Modeste nel complesso le aree pianeggianti, che rappresentano meno del 9% dell'intera superficie regionale: le principali sono, da nord verso sud, le piane costiere di Sibari, S. Eufemia e Gioia Tauro.



L'assetto geologico della Calabria con individuazione dei principali massicci montuosi. Da nord: il Pollino, la catena costiera, la Sila, il M. Poro, le Serre e l'Aspromonte. A sinistra: ubicazione dei principali terremoti storici: il diametro dei cerchi è proporzionale alla magnitudo degli eventi.

La struttura geologica della Calabria si articola su due distinti segmenti di catena: l'Appennino calabro-lucano a nord e l'Arco calabro p.d. a sud. Il primo è costituito da una serie di unità tettoniche

per lo più sedimentarie meso-cenozoiche, ed è la continuazione verso sud dell'Appennino campano-lucano. L'Arco calabro p.d, invece, è rappresentato dai massicci della Catena Costiera p.p., Sila, Poro, Serre, Aspromonte, ed è composto da una serie di falde cristallino metamorfiche paleozoiche, a luoghi sormontate da coperture sedimentarie meso-cenozoiche.

L'Arco calabro viene per lo più interpretato come un "frammento" della Catena alpina, formatosi nel

Paleogene, traslato ed accavallatosi nel Miocene sulla Catena appenninica in formazione.

Le grandi direttrici tettoniche di svincolo che dividono l'Arco calabro dal resto della Catena appenninica sono le linee di Sangineto a nord e di Longi-Taormina a sud.

Risorse in acque sotterranee

Le principali risorse idriche della regione risiedono nei massicci carbonatici settentrionali (Pollino, Catena Costiera) e nelle piane alluvionali costiere (Sibari, S. Eufemia e Gioia Tauro); nei massicci cristallino-metamorfici, di contro, si riscontra la presenza di riserve di discreta entità, con emergenze sorgentizie sovente a carattere stagionale, in corrispondenza delle coltri di degradazione.

Sono inoltre presenti diverse sorgenti minerali e termominerali, in prevalenza concentrate nella parte centro-settentrionale della regione. Qui, a differenza di altre regioni italiane, la presenza di acque minerali e termominerali non è legata all' esistenza di sistemi geotermici e vulcanici attivi, quanto piuttosto ai forti gradienti idraulici connessi agli aspri sistemi montuosi della regione ed alla risalita

delle acque lungo i vari sistemi di faglie attive lungo i margini delle principali depressioni tettoniche della regione.

Materiali da costruzione

La risorsa principale per l'industria estrattiva calabrese è senz'altro costituita dai litotipi cristallino-metamorfici dei massicci centro-meridionali (Sila, Poro, Serre, Aspromonte). A tal riguardo è da sottolineare che, a causa del profondo stato di tettonizzazione, congiunto agli estesi fenomeni di disfacimento chimico-fisico, le rocce cristallino-metamorfiche calabresi offrono in genere caratteristiche fisico-meccaniche più scadenti di analoghi litotipi "integri" (es.: resistenza a compressione uniassiale = 500 - 1000 kg/cmq), il che ne limita notevolmente l'uso.

Rischi geologici

L'attività sismica della regione è associata in prevalenza alle principali strutture e linee tettoniche regionali, con una maggiore incidenza per il settore peri-tirrenico. I sismi sono in prevalenza superficiali (ipocentri compresi tra 5 e 25 km) ed hanno sovente avuto carattere catastrofico (evento

del 5 febbraio 1783, con epicentro tra Bagnara e Cinquefrondi (RC), ed intensità macrosismica MCS=XI; evento del **28 dicembre 1908** (MCS = XI), che in pratica rase al suolo gli abitati di Reggio Calabria e Messina].

Sussiste inoltre un'elevata frequenza di fenomeni di instabilità, i cui fattori determinanti sono: il sollevamento della regione recente e tuttora attivo, con rilievi caratterizzati da morfologie molto accidentate; l'elevata e diffusa sismicità; la costituzione litologica, con particolare riguardo all'intensa tettonizzazione e degradazione dei complessi rocciosi cristallino-metamorfici; la diffusa presenza in aree di versante di complessi litologici notoriamente poco stabili: filladi, flysch, Argille Varicolori.

A tali fattori è da imputare il fatto che oltre il 70% dei bacini idrografici della regione necessiterebbe

di significativi interventi di bonifica idraulico-forestale; o ancora, la circostanza che vede, su un totale

di 409 comuni, circa 120 sono stati dichiarati da consolidare e/o trasferire.

E' da sottolineare infine la frequenza con cui la Calabria soffre, in concomitanza di eventi meteorici eccezionali, le conseguenze di fenomeni di sovralluvionamento a scala regionale, esaltati dall'orografia accidentata, dalla presenza di litotipi poco permeabili e da una rete idrografica a sviluppo fortemente irregolare (**fiumare**).



Aspetto tipico di una fiumara calabrese caratterizzata da un ampio fondovalle alluvionale e assenza di deflusso idrico per lunghi periodi.

2 LE GEORISORSE

Le risorse naturali dalla crosta terrestre comprendono tutte le sostanze e le forme di energia che estratte, trasformate ed opportunamente arricchite possono produrre ricchezza contribuendo allo sviluppo socio-economico di un territorio. Esse quindi assumono un'importanza strategica rilevante per l'equilibrio economico delle comunità umane, contribuendo alla crescita del loro Prodotto Interno Lordo, soprattutto quali Stati esportatori. Sono quindi georisorse tutte le forme di energie quali: i combustibili fossili (carbone, petrolio, scisti bituminosi, idrocarburi gassosi, ecc.), i minerali radioattivi (uranio, radio, torio), i minerali di uso industriale (minerali argillosi, fosforo, amianto, gemme, ecc.), i metalli allo stato nativo (oro, rame, zinco, piombo, alluminio, ecc.), i materiali lapidei (graniti, calcari, arenarie, marne, minerali argillosi, ecc.), i fluidi endogeni per la geotermia (vapore acqueo, anidride carbonica, idrogeno solforato, ecc.), le acque sotterranee (fredde e calde, per uso terapeutico ed idropotabile). Anche i suoli possono considerarsi una georisorsa importante per tutti i processi vegetali che si esplicano sulla crosta terrestre e che contribuiscono allo sviluppo delle attività agro-pastorali, di allevamento animale, all'agricoltura (erbacea ed arborea) e alla difesa dei versanti e pendii artificiali.

Il reperimento delle georisorse, il loro arricchimento e sfruttamento costituiscono quindi attività umane di fondamentale importanza che richiedono conoscenze approfondite, quali quelle maturate dall'umanità nel corso della sua evoluzione, a partire dall'uso delle selci e dell'ossidiana (per la realizzazione di manufatti per la difesa e la caccia) fino all'estrazione ed arricchimento di minerali radioattivi per la produzione di energia nucleare a scopi pacifici e/o bellici.

Un aspetto fondamentale che non va trascurato è connesso, poi, con tutte quelle attività da porre in essere al fine di consentire un recupero ottimale delle aree dismesse, al termine delle coltivazioni, allo scopo di ridurre gli impatti negativi sull'ambiente e per lasciare alle generazioni future un Pianeta che, malgrado lo sfruttamento delle sue risorse, possa essere utilizzato in futuro attingendo a fonti energetiche al momento impensabili, stante lo stato attuale della ricerca scientifica e tecnologica.

In questa sede, non potendo, come ovvio, affrontare tutti gli aspetti connessi alla ricerca e sfruttamento delle georisorse prima elencate (molte delle quali oggetto di studio dell'Ingegneria mineraria), ci soffermeremo sulla ricerca e l'utilizzo dei materiali lapidei e delle acque sotterranee, con particolare riferimento alle aree dell'Appennino meridionale, continentale che formeranno oggetto di studio dei capitoli seguenti.

3. CAVE E METODI DI COLTIVAZIONE

3.1 Generalità

L'attività estrattiva di materiali naturali, da utilizzarsi nelle diverse attività umane, viene di solito condotta in zone localizzate e con tecniche di estrazione (coltivazioni) che possono avvenire in sotterraneo ad elevate profondità (miniere), oppure in superficie e/o a piccola profondità tanto da richiedere lavori di scavo a “cielo aperto” (cave).

Ai fini legali in Italia la distinzione tra le due attività è basata essenzialmente sul tipo di sostanze minerali estratte (cfr R.D. 29/7/1927 n. 1443); vengono così distinti i minerali di I categoria estratti da miniere e i minerali di II categoria estratti invece da cave.

Alla prima categoria appartengono ad esempio, minerali metalliferi, zolfo, grafite, combustibili solidi, rocce asfaltiche e bituminose, caolino, bauxite, ecc.; in questa categoria rientrano anche le acque minerali e termali e le energie geotermiche endogene suscettibili di uso industriale. Hanno competenza sulla regolamentazione dei permessi di ricerca e sfruttamento di tali sostanze i “Distretti minerari” dello Stato.

Alla seconda categoria appartengono invece principalmente materiali da utilizzarsi nelle costruzioni edili, stradali e idrauliche, nonché le torbe. La competenza sulla concessione dei permessi di apertura ed esercizio di cave e sul recupero ambientale delle aree dismesse appartiene a molti Enti; essi sono: le Regioni, il Corpo forestale dello Stato, il Ministero dell'Ambiente, le Comunità montane, le Provincie, i Comuni, le Sovrintendenze ambientali ed archeologiche, ciascuno per gli aspetti di propria competenza. L'incrociarsi ed il sovrapporsi di tanti e svariati pareri ed autorizzazioni determina, a volte, lungaggini burocratiche e non consente, allo stato attuale, un efficace controllo sulle attività di cava e sul recupero ambientale delle escavazioni.

Di solito l'apertura di una miniera o di una cava è preceduta da una fase preliminare di ricerca (prospezione geologica) e da una fase di accertamento (prospezione mineraria). La prima ha il compito di identificare le manifestazioni superficiali, la loro diffusione ed estensione, le condizioni generali di giacitura del minerale e le principali caratteristiche geo-mineralogiche con particolare riguardo alla genesi del minerale stesso. La prospezione mineraria invece ha due compiti: da un lato la determinazione dell'estensione in profondità della manifestazione, delle variazioni di composizione mineralogica e della distribuzione del minerale; dall'altro valutazioni di tipo economico sulle quantità lavorabili e ricavabili dal giacimento, nonché dello spessore di coperture non utilizzabili (sterili) e valutazioni complesse sulle prospettive di mercato.

Altri aspetti di notevole rilevanza riguardano il trattamento e lo stoccaggio dei residui di lavorazione, la formazione e la stabilità delle discariche, le valutazioni di impatto ambientale, i collegamenti viari delle escavazioni con le zone di utilizzo dei materiali.

Da questi brevi cenni si comprende come l'attività estrattiva, nel suo complesso, solleciti a fondo moltissime competenze di ordine geologico, minerario, pianificatorio, economico, ecc.

3.2 Tipi di coltivazioni

La tipologia di coltivazione è generalmente legata oltre che agli aspetti geologici e minerari precedentemente citati, anche alle condizioni morfologiche locali, al tipo di roccia da coltivare ed alle necessità di recupero ambientale delle aree dismesse al termine dell'attività (fronti di cava, piazzali, infrastrutture fisse, discariche, etc.). Non vanno poi trascurati gli aspetti connessi con la necessità di ridurre o eliminare le emissioni nocive o ad elevato impatto ambientale (polveri, gas inquinanti, rumori, vibrazioni, etc.) ed ancora gli aspetti legati alla necessità di garantire la statica degli ambienti estrattivi a fine coltivazione (stabilità dei fronti scavo, statica delle volte e dei pilastri nelle escavazioni sotterranee).

In generale possiamo distinguere tra “*coltivazioni a cielo aperto*” e “*coltivazioni in sotterraneo*”.

Coltivazioni a cielo aperto

Possono suddividersi in:

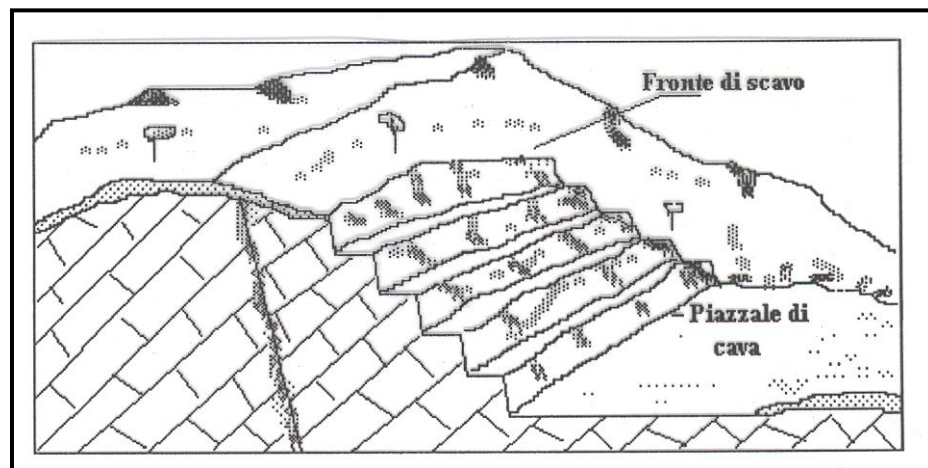
a) *Cave di versante*: vengono aperte in zone in pendio, creando fronti di scavo diversificati a partire da una quota prefissata e procedendo verso il basso fino a raggiungere la quota finale, di solito coincidente con il piazzale di cava. A seconda di come vengono sagomati i fronti di scavo, possiamo avere coltivazioni che procedono:



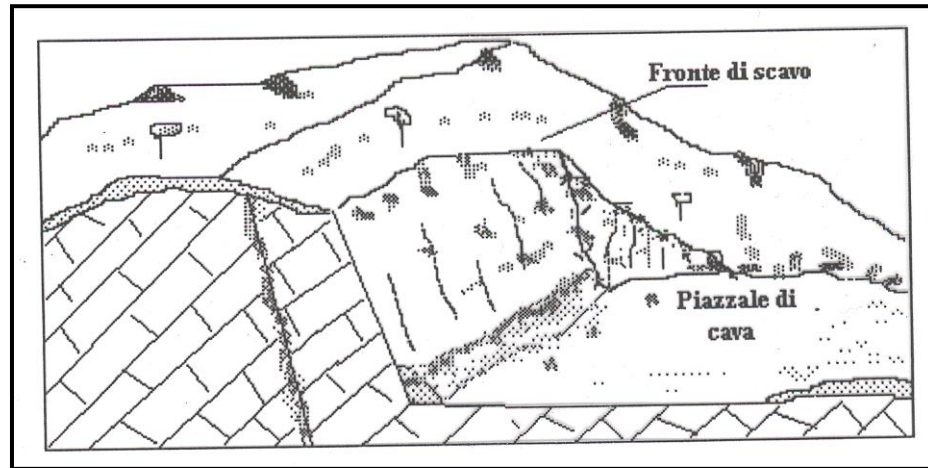
Cava di versante, a gradoni. Il materiale estratto è il marmo di Carrara

1a) *a gradoni*: realizzando successivi terrazzamenti caratterizzati da alternanze di “*alzate*” di diversa altezza ed inclinazione e “*pedate*” generalmente suborizzontali di diversa ampiezza. Nei materiali lapidei la geometria da assegnare ai gradoni (altezza, pendenza, larghezza della pedata) è funzione delle caratteristiche litologiche, strutturali ed idrogeologiche dell’ammasso (resistenza meccanica, presenza di faglie e pighe, andamento delle discontinuità in rapporto all’orientazione del fronte di scavo, grado di fratturazione, condizioni delle discontinuità, riempimento, scabrezza dei giunti, grado di alterazione, presenza di acqua), del metodo utilizzato per l’abbattimento della roccia (esplosivi, mezzi meccanici), della presenza e dello sviluppo planoaltimetrico delle piste carrabili ed infine della sistemazione finale che si prevede di adottare a fine coltivazione. In linea generale giaciture degli strati a reggipoggio o a traversopoggio e l’utilizzo di esplosivi ben calibrati con sparo controllato, consentono maggiori altezze e pendenze dei gradoni; invece strati a franapoggio con intercalazioni argillose, abbondante circolazione idrica e l’utilizzo di tecniche di sparo non controllato, impediscono di raggiungere considerevoli altezze e favoriscono fenomeni di instabilità dei gradoni.

2a) *dall’alto*: in questo caso il fronte di abbattimento è ancora posizionato sul coronamento dell’area di cava, ma si sviluppa verso il basso con un’unica parete e procedendo per strisce verticali. Si generano in tal modo fronti di coltivazione molto sviluppati in altezza che consentono, in fase di abbattimento con esplosivi, la rimozione di quantitativi rilevanti di materiale. Questo tipo di coltivazione comporta tuttavia maggiori pericoli di crollo per instabilità delle pareti, soprattutto con rocce intensamente fratturate.



Cava a gradoni



Cava “dall’alto”

In tutti i casi, nelle cave di versante, la coltivazione si può effettuare solo quando i terreni di copertura che costituiscano motivo di pericolo di instabilità siano stati asportati per una distanza sufficiente dal ciglio delle escavazioni. Questi terreni, che di solito formano il suolo agrario sede di vegetazione, possono essere stoccati provvisoriamente in attesa di essere successivamente riutilizzati nelle fasi di recupero ambientale mediante tecniche di rinaturalizzazione.

b) *Cave a fossa*: si tratta di un tipo di escavazione tipico delle aree pianeggianti ove i lavori si effettuano lungo superfici gradonate, discendenti verso il fondo posto a quota più bassa rispetto al piano di campagna; la superficie di cava tende ad ampliarsi verso l'esterno e verso il basso. La presenza di falde ostacola i lavori di escavazione e occorre prevedere validi sistemi di canalizzazione ed evacuazione delle acque sotterranee e superficiali che tendono ad accumularsi sul fondo. Questo tipo di cava è molto diffuso nella Piana campana per ricavare tufi e piroclastiti ed anche in Puglia per l'estrazione del tufo calcareo.

c) *Cave ad imbuto*: è un particolare tipo di escavazione a fossa che termina verso il basso con pozzi verticali raccordati, a loro volta, con gallerie orizzontali che sboccano sul versante. Il materiale cavato lungo i fronti di scavo sagomati a gradoni (vedi figura successiva), viene evacuato attraverso i pozzi verticali e successivamente portato in superficie attraverso le gallerie orizzontali. Questo tipo di escavazione può essere adottato solo in presenza di condizioni morfologiche favorevoli e di solito riduce sensibilmente l'impatto ambientale dell'opera.



Cava ad imbuto, con i fronti gradonati

d) *Cave a varata*: si provoca il crollo, mediante esplosivi, di rilevanti volumi di roccia precedentemente indebolita mediante la realizzazione di gallerie e cunicoli. Si procede realizzando preliminarmente un pozzo profondo di rilevanti dimensioni dal quale si dipartono a raggiera gallerie laterali che isolano pilastri di roccia temporanei, destinati a sorreggere provvisoriamente le volte; successivamente i pilastri vengono minati provocando il crollo delle volte. Questo tipo di escavazione può essere realizzato solo quando l'ammasso roccioso ha buone caratteristiche di resistenza meccanica ed elevate proprietà elastiche; il dimensionamento dei pilastri rappresenta uno degli aspetti più "delicati" dell'arte mineraria.

e) *Cave di fondovalle*: hanno di solito limitate estensioni e profondità e sono destinate al prelievo di ghiaie e sabbie alluvionali. L'evacuazione del materiale avviene di solito con mezzi meccanici (pale escavatrici, benne, etc.) che, data la natura prevalentemente incoerente del materiale da estrarre, devono essere opportunamente posizionate rispetto al piano di lavoro al fine di evitare incidenti. Poichè il prelievo delle alluvioni dagli alvei dei corsi d'acqua può indurre fenomeni di erosione nei tratti d'alveo a monte con fenomeni di scalzamento al piede lungo le pendici sovrastanti ed aumento della velocità del flusso idrico, questo tipo di escavazione deve essere attentamente programmato ed attuato. Il prelievo di alluvioni inoltre riduce sensibilmente il trasporto solido ostacolando tra l'altro il ripascimento naturale degli arenili. Attualmente nella Regione Campania ed in altre regioni questo tipo di coltivazione è vietato a termini di legge.

Coltivazioni in sotterraneo

Procedono per cunicoli e sale sotterranee di rilevanti dimensioni orientate nella direzione del banco da cavare. I metodi di abbattimento sono simili a quelli utilizzati in superficie ma necessitano di efficienti impianti di ventilazione. Questo tipo di coltivazione può essere adottato in presenza di

ammassi rocciosi con buone caratteristiche di autoportanza e in assenza di consistenti falde acquifere.

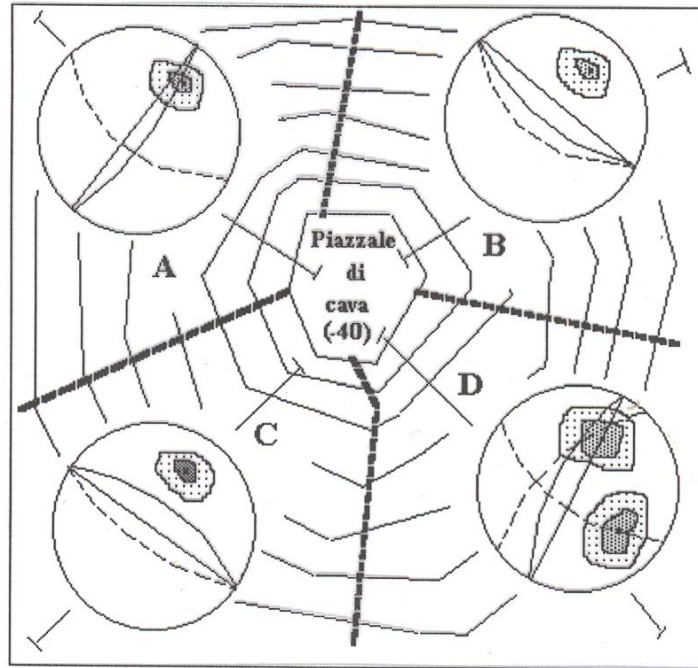
In tutti i casi di coltivazioni a gradoni è bene osservare che la corretta pratica di coltivazione ed anche le *Norme di Polizia mineraria* (Legge 4/3/58, n. 198 e D.P.R. 9/4/59 n. 128) vietano di tenere i fronti di scavo a “strapiombo” (cioè con tratti aggettanti) ed impongono che, nel caso di escavazioni con mezzi meccanici posti al piede del fronte di scavo, la sua altezza non superi il limite a cui possono giungere gli organi dell’escavatore.

Nelle rocce coerenti e nei terreni sciolti i fronti devono avere altezze e pendenze più contenute, compatibili con le caratteristiche fisiche, di resistenza al taglio, di deformabilità ed idrogeologiche dei materiali interessati. Occorre ricordare tuttavia che tali fronti hanno molto spesso carattere provvisorio e sono normalmente “frequentati” da personale opportunamente equipaggiato e informato sui rischi di instabilità, pertanto i fattori di sicurezza, proprio per il carattere temporaneo dei fronti, possono avere valori inferiori a quelli che si richiedono, a norma delle vigenti disposizioni (cfr. D.M. 11/3/88), per i pendii naturali e le scarpate.

3.3 Geometria dei fronti di scavo

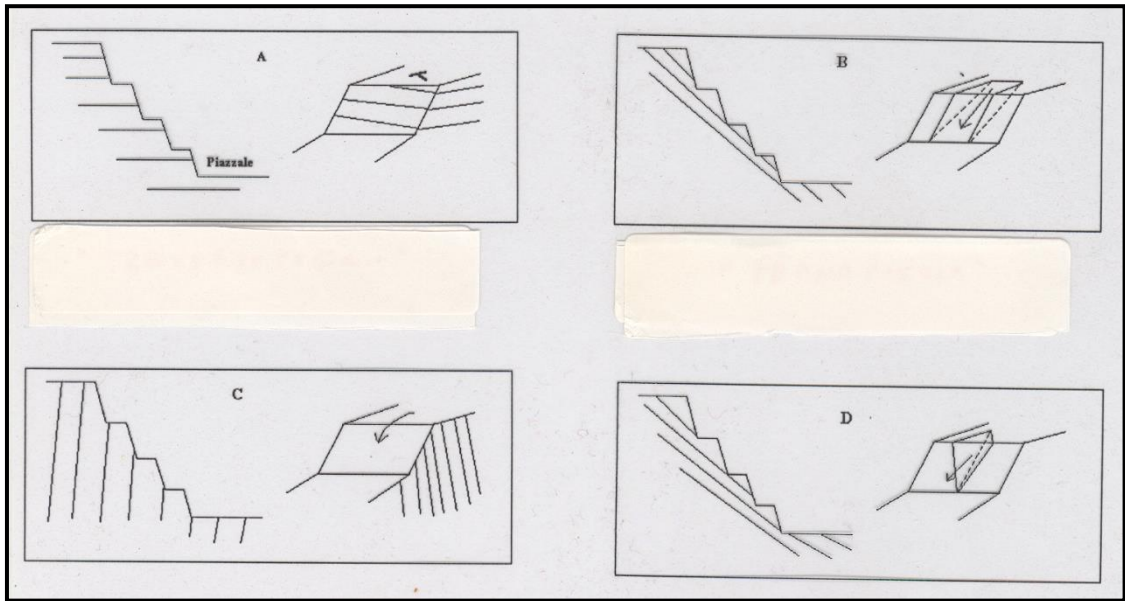
Le considerazioni di seguito esposte sono riferite in particolare alle coltivazioni a cielo aperto; per quelle in sotterraneo, ci si può riferire in generale ai criteri validi per le gallerie e le cavità in generale, in particolare per quel che concerne l’utilizzo delle *classifiche geomeccaniche* (vedi capitolo relativo).

Nelle rocce lapidee l’assetto strutturale dell’ammasso gioca un ruolo determinante nel condizionare la geometria dei fronti di scavo. Infatti ad esempio, l’andamento della stratificazione, dei contatti tettonici in generale (faglie, fratture, sovrascorrimenti, pieghe), della scistosità e di tutte le discontinuità dovute a fenomeni di raffreddamento e ritiro, quali la fratturazione colonnare dei basalti, dei tufi, etc., impongono dei limiti all’altezza, all’ampiezza ed alla pendenza dei gradoni, nonché all’orientamento planimetrico che essi possono assumere nel corso della coltivazione. Ad esempio, per le cave a fossa (vedi figura successiva) o per tutte quelle cave che presentano numerosi gradoni con orientamenti molto variabili, l’orientazione delle discontinuità (inclinazione ed azimuth d’immersione) può esser tale da consentire l’individuazione e la differenziazione di settori dell’escavazione sulla base dei possibili cinematismi di rottura.



Geometria dei fronti di scavo, in relazione all'orientazione dei sistemi di discontinuità rappresentati mediante le proiezioni equatoriali. Per il significato, vedi figura successiva.

Così, mentre nel settore A, l'andamento a “traversopoggio” delle discontinuità rispetto ai gradoni (vedi figura successiva), può considerarsi un elemento a favore della stabilità, nel settore B invece, sono più probabili meccanismi di scivolamento planare soprattutto se la geometria dei gradoni “taglia” le discontinuità, consentendo maggiori gradi di libertà ai sistemi stessi. Ancora, nel settore C opposto a quello B, in dipendenza dell'inclinazione delle discontinuità, potrebbero verificarsi meccanismi di rottura per ribaltamento, mentre nel settore D l'intersezione tra due sistemi di discontinuità può favorire l'individuazione e lo scorrimento di cunei (in quest'ultimo caso è molto importante stabilire l'orientazione della linea di scivolamento dei cunei rispetto a quella del gradone).



A: andamento a “traversopoggio” delle discontinuità rispetto al fronte (situazione abbastanza stabile); B: andamento a “franapoggio” con gradoni che “tagliano” le discontinuità (situazione potenziale, altamente instabile); C: andamento a “reggipoggio” fortemente inclinato verso monte (situazione stabile, possibili meccanismi di rottura del tipo ribaltamento); D: andamento a “franapoggio” delle intersezioni tra sistemi di discontinuità variamente orientati (situazione potenziale, instabile per rotture a cuneo).

Le proiezioni stereografiche ed i rilievi geomeccanici di dettaglio, effettuati secondo gli *standard* suggeriti in particolare dall’ ISRM (*International Society of Rock Mechanics*), possono fornire buona parte di quelle grandezze semiquantitative atte a definire le principali caratteristiche di orientazione e fisico-meccaniche delle discontinuità; questi dati insieme con le sperimentazioni di laboratorio (ad esempio sulla resistenza al taglio e la deformabilità), consentono di suggerire, in fase progettuale e di esercizio della cava, lo sviluppo planoaltimetrico più idoneo dell’escavazione. Per approfondimenti sulle proiezioni stereografiche si rimanda ai successivi capitoli.

3.4 Cenni sui metodi di abbattimento delle rocce

Si accennerà qui di seguito brevemente ai metodi più comunemente utilizzati in cava per demolire le rocce, poiché il loro corretto uso favorisce la stabilità dei fronti di scavo (soprattutto al termine della coltivazione) consentendo un migliore riutilizzo delle aree dismesse ed un loro più rapido recupero ambientale.

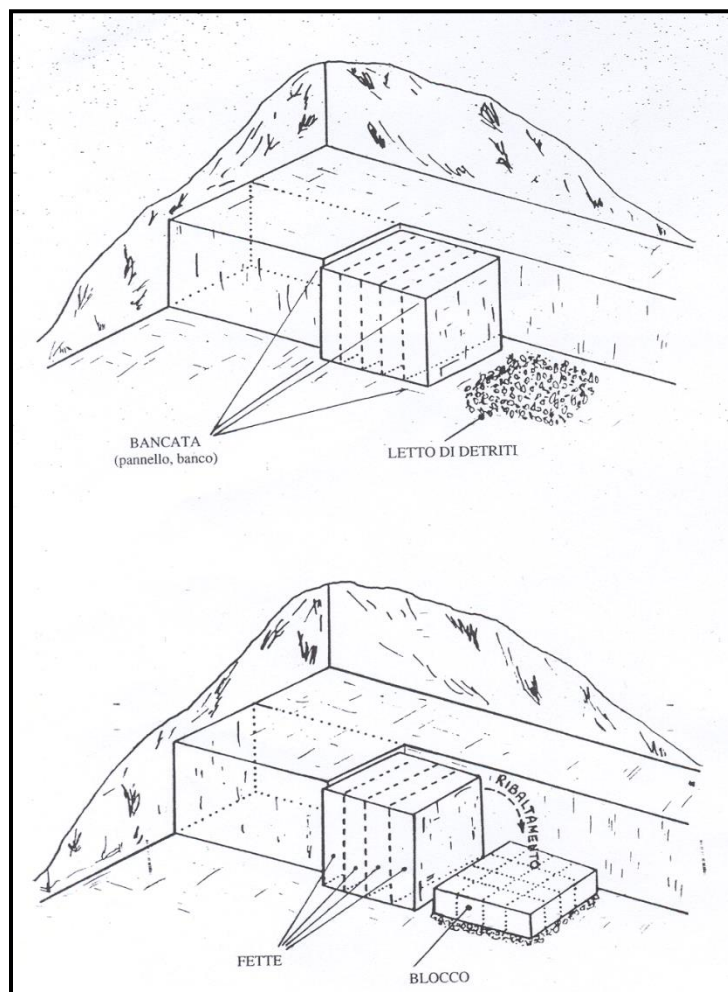
Lo scopo primario del processo produttivo in una cava di lapidei è la *produzione di blocchi commerciali*, intendendo con questo termine blocchi che soddisfano a certi requisiti volumetrici, dimensionali ed estetici.

L'esperienza derivante da molteplici casi concreti indica che il migliore sfruttamento di una cava si ottiene conseguendo un'architettura regolare, a *gradoni*, con configurazioni variabili da caso a

caso (vedi figura successiva). Nel suo schema più generale, l'escavazione avviene dall'alto verso il basso, con la creazione di uno o più gradoni, attraverso le seguenti fasi operative:

- taglio primario,
- ribaltamento,
- ritaglio e riquadratura.

Questo ciclo produttivo, in funzione delle caratteristiche di un giacimento, può subire, in alcune cave, delle modificazioni che, nella stragrande maggioranza dei casi, consistono nella riduzione delle tre fasi suesposte ad un'unica fase con la quale si procede all'estrazione *diretta* del blocco commerciale, senza passare dalla fase del ribaltamento.



Schematizzazione del ciclo produttivo di una cava: isolamento della bancata mediante il taglio primario, realizzazione delle fette e ribaltamento delle fette sul letto di detriti.

Taglio primario: si intende per taglio primario l'*isolamento* di una grossa porzione rocciosa dal deposito; le dimensioni di tale porzione (chiamata *bancata*, o *banco*), che ha una forma di grosso parallelepipedo più o meno allungato, sono dell'ordine delle centinaia di metri cubi e sono

generalmente multiple di quelle richieste per i blocchi commerciali e funzionali al miglior sfruttamento delle caratteristiche litologico-strutturali del giacimento. Dopo l'isolamento, la bancata viene sezionata in elementi di forma idonea ad essere *ribaltati* sul piazzale di cava (**fette**); il ribaltamento di grossi volumi a forma regolare è una procedura utile che consente una buona ispezione della massa rocciosa, delle sue fratture nascoste, delle sue venature, dei suoi difetti, etc. e che determina la riduzione del costo unitario, essendo il costo stesso del taglio al monte ripartito sul gran quantitativo abbattuto.

Ribaltamento: il ribaltamento è l'operazione con cui le *fette* ottenute dalla bancata vengono rovesciate sul piazzale di cava. L'operazione viene condotta per mezzo di particolari dispositivi (cuscini ad acqua, martinetti idraulici) che inclinano progressivamente la fetta, fino a determinarne la caduta su un *letto* di detriti rocciosi, preventivamente collocati sul piazzale antistante. La fetta, cadendo, comprime una certa quantità di aria che, combinandosi con l'aria all'interno dei detriti del letto, forma una specie di cuscino che attenua l'urto di caduta, limitando i danni dell'impatto e le rotture ai soli punti difettosi latenti nella roccia. Quando la geometria della cava lo consente, la fetta può essere spinta da tergo dalla benna di una pala meccanica o di un escavatore o fatta cadere sempre da un escavatore posto alla base del banco sul piazzale stesso di caduta.

Ritaglio e riquadratura: sono la selezione delle porzioni utili delle fette e la loro riduzione in blocchi di dimensioni commerciali. Questa fase è importantissima: si tratta di stabilire come sfruttare al meglio le dimensioni e le caratteristiche della bancata rovesciata, minimizzando e ripartendo nel modo più intelligente possibile tutti i difetti che la roccia presenta.

Dopo il ritaglio e la riquadratura i blocchi vengono trasportati per mezzo di camion a segherie e laboratori dove saranno sottoposti a successivi trattamenti

La coltivazione di una cava può essere effettuata mediante l'uso di attrezzi che segano la roccia (dischi diamantati, filo diamantato, etc.), mezzi meccanici e con esplosivi.

Le tecnologie di estrazione individuano con quali attrezzature e macchinari un giacimento viene sfruttato. Il taglio della roccia, in dipendenza delle caratteristiche di questa, nonché di quelle del giacimento, viene oggi effettuato con i seguenti mezzi:

- tagliatrice a filo diamantato,
- tagliatrice a catena,
- *flame-jet* ("lancia termica"),

- perforazione + esplosivo.

La tagliatrice a filo diamantato

Il principio generale di funzionamento delle tagliatrici a filo diamantato è quello di incidere una roccia trascinando un dispositivo dinamico ad azione abrasiva. L'elemento tagliente di una tagliatrice è *un filo diamantato*, che viene disposto secondo un circuito chiuso attorno alla sezione da tagliare e bagnato con acqua per il raffreddamento durante il taglio (vedi figure successive).



Tagliatrice a filo diamantato all'opera per il taglio di una fetta di marmo



Particolare del filo diamantato: si notano le perline o boccole diamantate, incastonate con le molle distanziatrici per ammortizzare gli urti

La disposizione a circuito chiuso è resa possibile dalla preliminare *perforazione* di due fori intersecantisi entro ai quali il filo viene fatto passare, per poi essere chiuso ad anello. Durante l'esecuzione del taglio il filo riceve e mantiene una tensione costante grazie alla progressiva

traslazione della macchina da cui riceve il moto, che può scorrere su binari ad essa sottostanti. Una tagliatrice può operare con tutte le angolazioni e secondo modalità variabili, in funzione del tipo di taglio da eseguire.

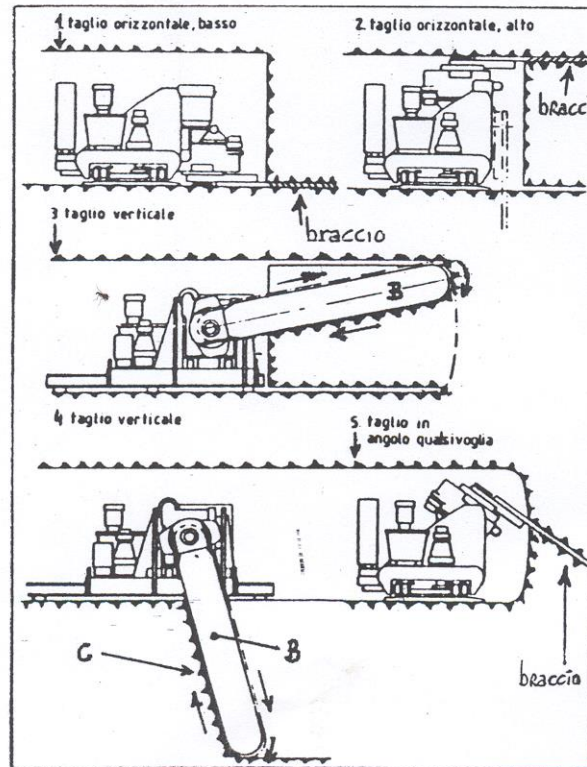
La macchina si compone di quattro parti fondamentali: il telaio, la sezione motrice, la centralina di comando ed il filo diamantato. Il filo diamantato è il cuore del sistema; nella sua configurazione standard esso è così composto: un cavo d'acciaio inossidabile, del diametro di 5 mm, con il compito di assorbire le sollecitazioni statiche e dinamiche e di sostenere le *perline* o *boccole* diamantate. Queste sono elementi di forma cilindrica, del diametro esterno di 10 mm, infilate a mo' di collana sul filo. Esse sono l'elemento che provoca il taglio vero e proprio

Le caratteristiche sopra citate sono generalmente tipiche di un filo diamantato per *marmo*; ad esse possono ovviamente essere apportate variazioni in funzione del materiale da tagliare. La tagliatrice a filo diamantato rappresenta oggi la macchina fondamentale nelle operazioni di *taglio primario*, *ritaglio* e *riquadatura* dei materiali carbonatici ed assimilati. Come già accennato, il sezionamento di porzioni rocciose a mezzo filo diamantato è reso possibile dalla perforazione iniziale di due fori convergenti entro i quali introdurre il filo stesso. Tale perforazione, viene condotta con macchinette perforanti capaci di eseguire fori con diametri da 60 mm a 205 mm in tutte le direzioni.

La tagliatrice a catena

Analogamente alle tagliatrici a filo diamantato, il principio di funzionamento della tagliatrice a catena sfrutta l'incisione di una roccia a mezzo agente abrasivo. L'agente abrasivo è costituito da utensili taglienti, facenti parte di una *catena* disposta sul braccio di una macchina a motore elettrico. Il taglio, la cui lunghezza può teoricamente essere infinita, si consegue facendo penetrare e traslare nella roccia, secondo un piano prescelto, il *braccio* di questa macchina, sul cui perimetro, appunto, scorre la catena con i suoi utensili. L'intera macchina, che ricorda le motoseghe per alberi ma con dimensioni maggiori, può scorrere su binari e, grazie alla mobilità del braccio, permette tagli in tutte le direzioni. Il sistema necessita la presenza di acqua per la refrigerazione e l'allontanamento dei detriti prodotti.

La parte nevralgica della macchina è rappresentata dalla catena, formata da maglie che scorrono sul braccio, la cui lunghezza è variabile fino ad un massimo di 4 m; la catena è dotata di appositi settori dove vengono fissati gli utensili per il taglio della roccia. Detti utensili, possono essere di Carburo di tungsteno, ovvero diamante industriale (*widia*), in funzione delle caratteristiche dei materiali da tagliare.



Tagliatrice a catena diamantata per tagli in cava ed in sotterraneo

II flame-jet (o lancia termica)

Il principio di funzionamento del flame-jet si basa sull'azione provocata sul materiale da uno shock termico prodotto da una fiamma ad alta temperatura e proiettata a velocità supersonica su una prefissata linea di taglio. Il metodo sfrutta il differente valore del *coefficiente di dilatazione termica* che i vari minerali costituenti una roccia possiedono; indirizzando su di essa il potentissimo getto del flame-jet, si produce una granularizzazione - scollamento della compagine rocciosa per uno spessore di circa 8-10 cm lungo il piano di taglio. Ciò determina, tra l'altro, profonde trasformazioni nella struttura della roccia stessa, che subisce una "vetrificazione", con perdita localizzata delle caratteristiche chimico-fisiche-ornamentali.

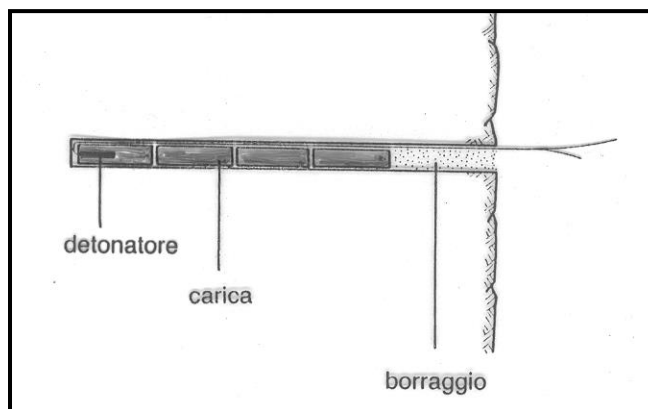
Esplosivi

L'esplosione è un fenomeno chimico-fisico che in un tempo breve o brevissimo sviluppa notevoli quantità di energia attraverso la produzione di gas a pressione e temperatura elevatissime.

Il primo esplosivo di cui l'uomo ha potuto disporre è stata la *polvere nera* (miscela di nitrato di potassio, carbone e zolfo) che, nota fin dal XIII secolo, è stata usata oltre che per scopi militari anche per l'abbattimento di rocce sino alla metà del XIX secolo (ad esempio il traforo ferroviario del Frejus fu portato a termine nel periodo 1857-1871 utilizzando quasi esclusivamente questo tipo di esplosivo).

Dopo la scoperta della *nitroglicerina* e la messa a punto della *dinamite* (risultante dall'imbibizione della nitroglicerina in un materiale poroso assorbente a base di farina di diatomee che sono alghe unicellulari in grado di fissare nel loro scheletro la silice dell'acqua del mare) ad opera di Nobel nel 1867, si iniziò - nei lavori minerari e civili - ad utilizzare prodotti diversi ma tutti caratterizzati da reazioni esplosive estremamente veloci (da 1800 m/s sino a oltre 8000 m/s); tali reazioni sono tipiche degli “*esplosivi detonanti*”. Questi ultimi si dividono in *innescanti* se abbisognano della fiamma per deflagrare ed in *secondari* nel caso in cui occorra un urto perché avvenga la detonazione.

Negli scavi, l'esplosivo utilizzato per compiere un lavoro è denominato *carica*; essa viene alloggiata in un foro e si definisce *mina* un foro completo di *carica innescata* (cioè collegata con un detonatore o con miccia detonante) e di *borraggio*; quest'ultimo costituisce quel tratto di foro che viene riempito superiormente di materiali inerti (per lo più sabbia o roccia finemente triturata) (vedi figura successiva).



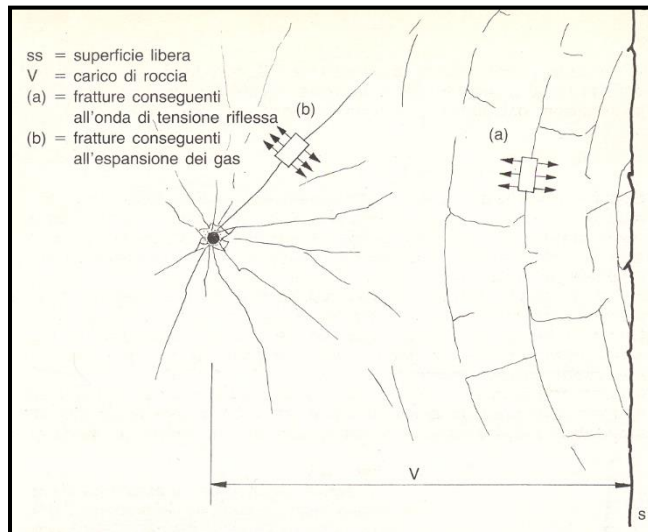
Schema di una mina completa.

Una o più mine predisposte per effettuare un determinato lavoro di abbattimento costituiscono una *volata*.

L'esplosione ha la caratteristica di liberare in un tempo brevissimo energia sotto forma di onde d'urto e di gas a pressioni e temperature elevate. Questa energia si propaga nella roccia sotto forma di pressione, in grado di polverizzarla e plasticizzarla fino ad una distanza R attorno al foro, generalmente non maggiore del diametro della carica (quando essa è pressochè uguale al diametro del foro).

A distanze maggiori, l'onda d'urto attraversa la roccia alla velocità del suono, senza provocare fratture. Quando però l'onda raggiunge una parete libera (ad esempio la superficie verticale di un gradone) essa viene riflessa come onda di tensione e le tensioni, se sono maggiori della resistenza

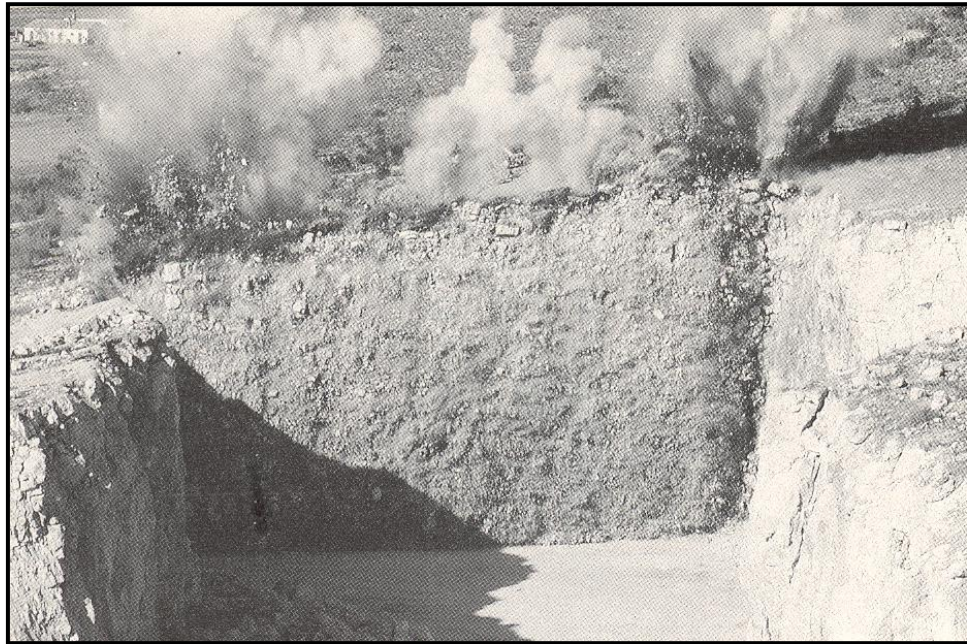
a trazione della roccia, possono provocare fratture disposte parallelamente alla parete stessa (vedi figura successiva).



Fratturazione della roccia compresa tra la carica (al centro dell'immagine) e la superficie libera (s). V è la distanza tra la carica e la superficie libera. Le fratture prossime alla superficie libera sono provocate da sollecitazioni di trazione, alle quali la roccia è più sensibile avendo una resistenza a trazione più bassa di quella a compressione.

Perché si verifichi il fenomeno della riflessione è necessario però che la superficie libera si trovi ad una distanza prefissata dalla mina; generalmente tale distanza può essere empiricamente messa in relazione con il diametro della carica.

Gli effetti legati all'onda d'urto creano le condizioni per un efficace completamento del lavoro di abbattimento da parte dei gas prodotti dall'esplosione. Inoltre le fratture attorno al foro indeboliscono la roccia rendendola meno resistente e, permettendo l'infiltrazione dei gas, ne favoriscono la completa demolizione (vedi figura successiva).



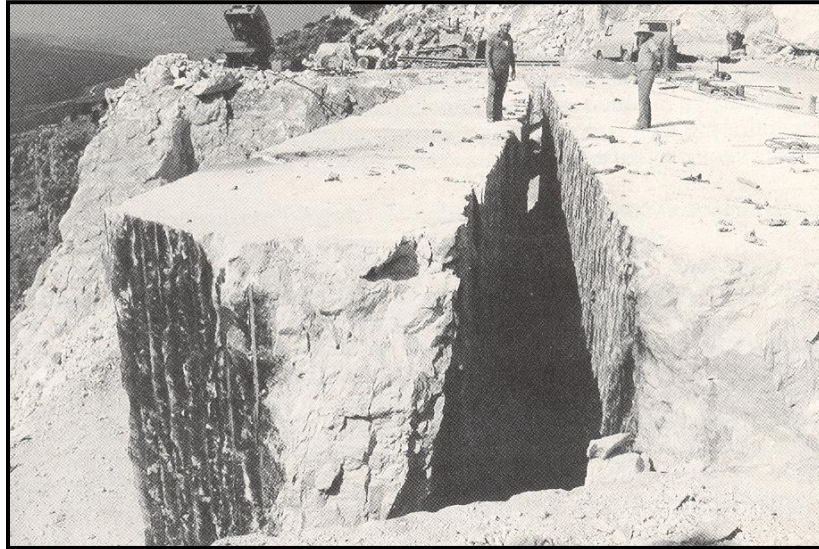
La foto ritrae l'attimo iniziale del processo di frantumazione della roccia a seguito dell'esplosione di una volata. Si noti come il taglio è preciso e la frantumazione minuta. Gli sbuffi bianchi indicano la liberazione del gas dalle mine.

Quando occorre garantire una buona profilatura del fronte di scavo, evitando di frantumare eccessivamente la roccia in posto e di indebolirla con pericolo di successivi crolli, si ricorre a tecniche di “*esplosioni controllate*” garantendo una spaziatura minore tra le mine, il loro rigoroso parallelismo, un appropriato rapporto tra il diametro del foro e quello della carica in esso contenuta e l'innesco simultaneo. Tra le tecniche di abbattimento controllato si ricordano:

- lo “*smooth blasting*” (letteralmente “abbattimento liscio”): con esso la profilatura delle pareti è eccellente, tanto da essere utilizzata soprattutto nello scavo delle gallerie. Consiste nel lasciare un sufficiente spazio (*gap d'aria*) tra la carica e le pareti del foro che la contengono.

- il “*cushion blasting*” (letteralmente “abbattimento a cuscino”): si utilizzano più cariche collegate tra di loro con miccia detonante; le cariche sono alternate con tratti in cui il foro viene riempito con materiale inerte (sabbia e tritume di roccia). Quest'ultimo si dispone anche nell'intercapedine tra le cariche e le pareti del foro che risulta così completamente riempito.

Mediante gli esplosivi, infine, è possibile, con opportune tecniche, effettuare *pretagli*, ossia creare delle superfici regolari che delimitino l'ammasso roccioso che deve essere abbattuto da quello che invece deve restare in posto, completamente integro ed indisturbato.



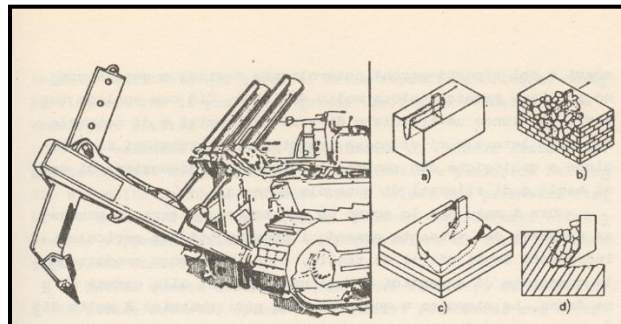
Pretaglio effettuato con mine allo scopo di isolare un blocco di roccia, lungo una superficie regolare, dal resto dell'ammasso roccioso senza provocare in esso eccessivo disturbo e frammentazione indesiderata.

Mezzi meccanici

Si distinguono apparecchiature *fisse o semoventi* (benne, draghe, escavatori) o *mobili* (pale caricatrici, demolitori idraulici, *ripper*). La scelta delle apparecchiature fisse è molto più onerosa per la spesa di impianto ed è determinata dalla maggiore quantità di materiale estraibile, oppure dalla necessità di prolungare i lavori di estrazione per tempi lunghi e con conseguente ammortamento del costo degli impianti.

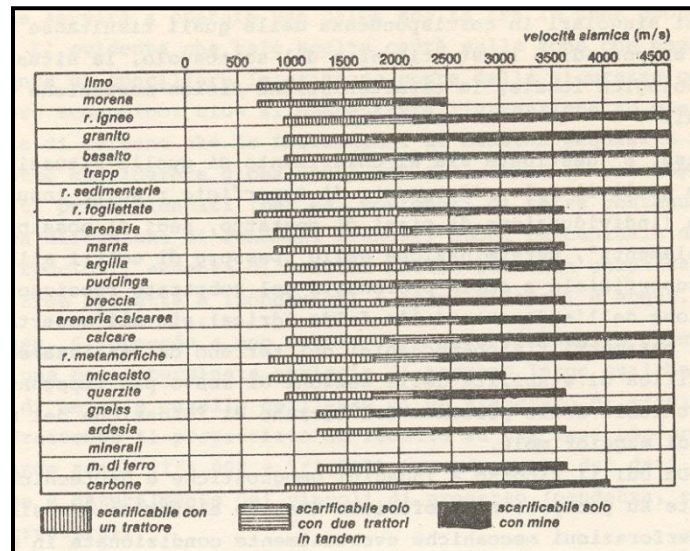
Molto più diffuse sono invece le *attrezzature mobili*, che consentono una maggiore flessibilità operativa dei mezzi e costi più contenuti anche per gli impianti di piccola produzione.

Tra le attrezzature mobili, molto adoperato è il *ripper* (vedi figura successiva) costituito da uno o più denti di acciaio montati su di un telaio, a sua volta collegato ad un mezzo cingolato. La pressione esercitata sul telaio consente al ripper di penetrare nella roccia e di scardinarla secondo un tracciato prestabilito.



Ripper ad un solo dente e sua azione su: a) rocce tenere; b) molto fratturate; c) con stratificazione orizzontale, continua; d) con stratificazione inclinata nel senso di lavoro del dente.

L'utilizzo del ripper dipende dal grado di fratturazione della roccia e dalla sua densità, quindi, è possibile far riferimento ai valori di velocità delle onde sismiche longitudinali per stabilire i limiti di impiego di tale attrezzatura (vedi figura successiva).



Limiti di impiego del ripper in funzione della velocità di propagazione delle onde sismiche in alcuni tipi di rocce.

Lo scavo dei materiali con pale meccaniche o escavatori comporta il successivo trasporto dei materiali con *dumper* o con nastri trasportatori per la frantumazione, il lavaggio e la successiva vagliatura.

In taluni casi vengono utilizzati anche metodi di scavo particolari, quali l'uso di getti d'acqua in pressione opportunamente diretti sul fronte di scavo, soprattutto in presenza di rocce e terreni facilmente disaggregabili. Il trasporto del materiale viene fatto in questi casi con canali di gronda che avviano il materiale a "vasche di calma" dove esso decanta per essere poi raccolto, già lavato.

3.5 La Normativa estrattiva in Campania

La Regione Campania, con le LL.RR. n. 54 del 13.12.1985 e n. 17 del 13.04.1995, si è dotata di un Piano regionale delle Attività Estrattive per razionalizzare l'approvvigionamento e l'uso delle risorse delle materie di cava.

Nel 1992 fu affidato l'incarico di elaborare una proposta di Piano regionale delle attività estrattive (P.R.A.E.) in Campania, all'Università degli studi di Napoli Federico II. Il progetto del P.R.A.E., valutato dalla Commissione tecnica consultiva, venne poi sottoposto a rivisitazione ed ampliamento delle tematiche trattate secondo come suggerito dalla medesima Commissione, con la partecipazione anche del Settore regionale Cave, torbiere, acque minerali e termali, Miniere e

Geotermia, depositario di tutte le informazioni e le professionalità necessarie per gli opportuni riscontri.

Il P.R.A.E. è l'atto di programmazione settoriale, con il quale si stabiliscono gli indirizzi, gli obiettivi per l'attività di ricerca e di coltivazione dei materiali di cava nel rispetto dei vincoli ambientali, paesaggistici, archeologici, infrastrutturali, idrogeologici ecc. nell'ambito della programmazione socio-economica.

Esso persegue il fine del corretto utilizzo delle risorse naturali compatibile con la salvaguardia dell'ambiente, del territorio nelle sue componenti fisiche, biologiche, paesaggistiche, monumentali. La pianificazione e programmazione razionale delle estrazioni di materiali di cava è legata a scelte operate dalla Regione tenendo conto dello sviluppo economico regionale e di tutte le implicazioni ad esso collegate.

Il P.R.A.E. prevede le aree estrattive suddivise in tre gruppi:

- a) Aree suscettibili di nuove estrazioni;
- b) Aree di riserva;
- c) Aree di crisi contenenti anche le:
 - 1.c Zone Critiche (zone di studio e verifica)
 - 2.c Aree di Particolare Attenzione Ambientale (A.P.A.)
 - 3.c Zone Altamente Critiche (Z.A.C.)

Aree suscettibili di nuove estrazioni: Sono le porzioni del territorio regionale in cui sono presenti una o più cave autorizzate nelle quali è consentita la prosecuzione dell'attività estrattiva, l'ampliamento o l'apertura di nuove cave nel rispetto dei criteri di soddisfacimento del fabbisogno regionale calcolato per province.

Le aree suscettibili di nuove estrazioni sono delimitate in comparti e la coltivazione potrà essere avviata, fatti salvi i casi tassativi contemplati nella normativa, quando le cave attive autorizzate non sono in grado di soddisfare il fabbisogno regionale, calcolato su base provinciale interessata, per una quota pari al 70% del fabbisogno di cui si ha necessità, secondo criteri cronologici e prioritari individuati dalla normativa del P.R.A.E.

Aree di Riserva: Sono le porzioni del territorio che costituiscono le riserve estrattive della regione Campania e sono porzioni del territorio, che per caratteristiche geomorfologiche e per la presenza di litotipi d'interesse economico, sono destinate all'attività estrattiva. Possono essere riclassificate in aree suscettibili di nuove estrazioni.

La coltivazione nelle aree di riserva delimitate in comparti è avviata, fatti salvi i casi tassativamente indicati dal P.R.A.E, quando le cave in attività non sono in grado di soddisfare il fabbisogno provinciale e non vi è la possibilità di avviare ulteriori attività estrattive nelle aree suscettibili di nuove estrazioni, secondo i criteri cronologici e prioritari di coltivazione delle singole aree di riserva e dei singoli comparti, previa approvazione del progetto unitario di gestione produttiva del comparto.

Aree di crisi: Sono le porzioni del territorio oggetto di intensa attività estrattiva, connotate da un'elevata fragilità ambientale e caratterizzate da una particolare concentrazione di cave attive e/o abbandonate ove la prosecuzione dell'attività estrattiva è autorizzata, sulla base di un nuovo progetto di coltivazione, in funzione della ricomposizione ambientale, per un periodo massimo di 5 anni decorrenti dalla data del rilascio della nuova autorizzazione. La prosecuzione della coltivazione autorizzata sulla base di un nuovo progetto di coltivazione, può prevedere anche superfici coltivabili, in ampliamento rispetto all'originario perimetro della cava, aventi, comunque, un'estensione non superiore al 30% rispetto alle superfici assentite ed anche in deroga, ove necessario, ai vincoli derogabili ricompresi nell'art. 7 delle norme di attuazione.

Zone Critiche: Sono aree di crisi, oggetto di verifica, per le quali è prevista la riclassificazione in aree di crisi, con possibilità di prosecuzione dell'attività estrattiva per un periodo non superiore a 5 anni, nel rispetto di prescrizioni volte alla salvaguardia ambientale, paesaggistica, ovvero alla riclassificazione in zone Altamente Critiche (Z.A.C.) con la dismissione entro e non oltre il termine massimo di 24 mesi, prorogabile per non più di 3 anni al fine di conseguire una più graduale dismissione.

Area di Particolare Attenzione Ambientale (A.P.A.): Sono le porzioni di territorio, comprese nelle aree di crisi, che comprendono cave in prevalenza abbandonate, che nell'insieme costituiscono fonte di soddisfacimento di parte del fabbisogno individuato per l'approvvigionamento di materiale, attraverso gli interventi di coltivazione finalizzata alla ricomposizione ambientale di durata complessiva non superiore ai 3 anni, ed eventualmente in ampliamento su ulteriori superfici aventi un'estensione non superiore al 30% rispetto all'area di cava.

La coltivazione nell'area A.P.A. è avviata quando l'attività estrattiva nelle cave già autorizzate non consente di soddisfare il fabbisogno regionale calcolato per province e per una quota pari al 30% del fabbisogno di materiale di cava di cui si ha necessità, previa valutazione da parte di una apposita Commissione istituita presso l'Assessorato competente.



Zone Altamente Critiche (Z.A.C.): Sono aree di crisi, costituite da porzioni di territorio in cui sono venute meno le condizioni di sostenibilità ambientale che comprendono cave per le quali è prevista la dismissione controllata dell'attività estrattiva da attuarsi entro il termine di scadenza dell'autorizzazione e, comunque, entro il termine di 24 mesi decorrenti dalla data di entrata in vigore del P.R.A.E. Tale termine può essere prorogato per non più di 3 anni al fine di conseguire una più graduale dismissione. I titolari dell'attività estrattiva, entro 120 gg. dalla pubblicazione del P.R.A.E. nel B.U.R.C., devono presentare, al Settore regionale competente, un programma di dismissione dell'attività estrattiva, con la previsione dei contestuali interventi necessari di ricomposizione e/o riqualificazione ambientale e con individuazione delle destinazioni finali del sito.

Per l'esercente dell'attività estrattiva che non presenta il programma di dismissione nei termini stabiliti, il competente dirigente regionale, previa sospensione dei lavori e previa diffida con fissazione di un termine non inferiore ai 30 gg. , provvede, nei successivi 120 gg., alla sua compilazione d'ufficio avvalendosi anche di professionalità esterne al Settore, con la previsione dei soli interventi di ricomposizione ambientale, con esclusione della possibilità del riuso del sito per l'esercizio di attività pubbliche, di interesse pubblico e/o produttive, con rivalsa delle spese del progetto a carico dell'esercente inadempiente, secondo le modalità previste dall'art. 23 della L.R. n. 54/1985 e s.m.i.

4. RECUPERO AMBIENTALE DELLE AREE DISMESSE

4.1 Premessa

Il progressivo sviluppo delle esigenze di tutela dei fattori ambientali ha interessato anche l'industria estrattiva. Spesso, la diffidenza da parte dell'opinione pubblica, nei confronti dell'attività estrattiva, è in gran parte attribuibile a pregressi comportamenti di esercenti le cave che, insensibili a certe problematiche, hanno per decenni posto in essere e poi abbandonato situazioni degradate al punto da non essere più recuperabili.

Il problema ambientale è strettamente legato al tipo di coltivazione che si intraprende e quando si realizza il progetto di una determinata attività estrattiva occorre preventivamente conoscere la destinazione d'uso finale delle aree interessate. Solo così si può procedere nella coltivazione modificando via via la morfologia del terreno fino a raggiungere il profilo finale prefissato.

Per ripristino ambientale non si intende la restituzione dell'area escavata allo stato originale (quasi sempre impossibile da ripristinarsi), bensì il suo inserimento nell'ambiente circostante. Tale operazione deve costituire una normale fase operativa del lavoro estrattivo e quindi deve essere prevista fin dalle fasi di progettazione iniziale dei lavori.

La scelta del tipo di restauro è condizionata da vari fattori fra i quali: la coltivazione adottata, l'ampiezza e la profondità degli scavi, le caratteristiche dei materiali rimasti in posto, la presenza d'acqua e le sue possibilità di ricambio, la vicinanza a centri urbani, a strade di grande comunicazione o a località di interesse paesaggistico, ecc.

Le opere di restauro delle aree escavate, oltre a costituire una normale fase operativa del lavoro estrattivo, devono essere realizzate, per quanto possibile, parallelamente ai lavori di escavazione e non rimandate al termine della coltivazione.

La quasi totalità delle Normative regionali in materia di coltivazioni di cave, prevede - al termine dello sfruttamento - l'adozione di tecniche di ricomposizione ambientale allo scopo di ricostituire un assetto finale ordinato e tendente alla salvaguardia dell'ambiente naturale ed alla conservazione della possibilità di un riuso del suolo, dove è stata sviluppata l'attività estrattiva.

Ad esempio, la Legge regionale 13/4/95 n. 17, che disciplina l'attività estrattiva in Campania, all'articolo n. 8 definisce le operazioni di ricomposizione ambientale delle aree dismesse, che devono prevedere:

a) la sistemazione idrogeologica, cioè la modellazione del terreno atta ad evitare frane o ruscellamenti e le misure di protezione dei corpi idrici suscettibili di inquinamento.

- b) il risanamento paesaggistico, cioè la ricostituzione dei caratteri generali ambientali e naturalistici dell'area, in rapporto con la situazione preesistente e circostante, attuata sia mediante un opportuno raccordo delle superfici di nuova formazione con quelle dei terreni circostanti, sia mediante il riporto dello strato di terreno di coltivo o vegetale preesistente, eventualmente insieme con altro con le stesse caratteristiche, seguito da semina o da piantumazione di specie vegetali analoghe a quelle preesistenti, anche commiste con altre a rapido accrescimento;
- c) la restituzione del terreno agli usi produttivi agricoli, analoghi a quelli precedentemente praticati, anche se con colture diverse.

4.2 Tipologie di recupero ambientale

Tenuto conto degli aspetti topografici e geomorfologici delle cave, della ubicazione di molte di esse in prossimità dei centri urbani o di poli industriali, della loro dimensione, del tipo di cava a fossa o di versante, della loro vicinanza a zone poste sotto tutela, si ritiene che siano possibili i seguenti tipi di recupero:

1. *recuperi naturalistici*: è la tipologia dei recuperi ecologici che trova una sua giustificazione nella riedificazione di un ambiente degradato e che tenta di ricostruire i connotati di un paesaggio alterato dall'attività produttiva. I recuperi di questo tipo prevedono: rinverdimenti, rimboschimenti, specchi d'acqua a gestione naturalistica, oasi faunistiche, etc.;
2. *recuperi ricreativi*: la filosofia cui si ispirano queste forme di recupero è il reinserimento nell'ambiente di un'area per finalità diverse da quelle naturalistiche; consiste nell'offerta alla comunità di aree attrezzate per il tempo libero e la ricreazione. Si tratta di aree in prossimità di centri urbani che devono assolvere il compito di collegare la città alla campagna. Tali sono: le aree sportive, campeggi, parchi di divertimenti, parchi urbani, etc.;
3. *recuperi produttivi*: trattasi di riconversione di aree di cava per finalità produttive in settori diversi da quello estrattivo; necessitano in questo caso suoli produttivi idonei allo scopo. Appaiono perseguibili con questo tipo di recuperi attività per: colture agricole o arboricole, allevamento ittico o zootecnico, etc.;
4. *recuperi per emergenze civili*: è un tipo di recupero che trova la sua necessità nel fabbisogno di aree per la gestione di funzioni conseguenti a situazioni di emergenza derivanti da calamità. Le

aree di ex cave possono essere infatti utilizzate per : aree attrezzate per la protezione civile (campi di assistenza, aree container, eliporto, aree di deposito per operazioni di soccorso), etc.;

5. recuperi per fini residenziali: ci si riferisce in tali casi ad una ripianificazione del territorio per necessità tese ad evitare la sottrazione di ulteriori aree all'agricoltura per soddisfare il fabbisogno abitativo.

4.2.1 Sistemazione di cave a fossa e di fondovalle

Nel caso di escavazioni a fossa, ove si siano create depressioni sufficientemente ampie, sopraelevate rispetto al livello di falda e con un buon drenaggio delle acque superficiali, sarà sufficiente ricoprire il fondo con il terreno vegetale in precedenza asportato, previo livellamento in leggera pendenza (2-3%) verso il lato ove è previsto lo scolo delle acque meteoriche. Lo stesso dicasi per le scarpate laterali che andranno modellate con pendenze non superiori a 15°, cioè idonee a consentire la preparazione del terreno alle colture agricole con mezzi meccanici.

Il recupero per questo tipo di cava è da preferirsi in quanto la difficoltà di reperimento dei cospicui quantitativi di materiali idonei al riempimento (cosiddetto “ritombamento”), costringe a volte ad utilizzare materiali con caratteristiche non ottimali.

Sotto il profilo agronomico la riuscita di questo tipo di restauro è legato a:

- ricopertura della superficie escavata con uno strato di terreno agrario dello spessore di almeno 40 cm;
- smaltimento delle acque meteoriche e regolazione di quelle superficiali interne ed esterne all'area di cava;
- adeguata e metodica concimazione del terreno.

In tal senso diviene importante durante la coltivazione, la conservazione del terreno vegetale che non dovrà essere asportato dall'area di pertinenza della cava, né miscelato con altro materiale di scarto o sterile al fine di non comprometterne le caratteristiche chimico-fisiche.

I terreni così recuperati presentano comunque una produttività agricola inferiore ai suoli indisturbati, e per il loro utilizzo è consigliabile l'indirizzo verso il prato-pascolo, oppure le coltivazioni cerealicole. Nel caso in cui l'impermeabilità del fondo delle depressioni produca, a volte, un certo ristagno d'acqua, può trovare posto il pioppeto poiché questo tipo di albero ben sopporta l'acqua, eccessiva per altre piante.

Se il livello di scavo interferisce con la falda idrica sottostante, il riassetto ambientale si fa meno agevole, creandosi una trasformazione totale del paesaggio ed una complessa problematica idrogeologica. Gli scavi sotto falda non consentono di configurare l'attività estrattiva come una modificazione temporanea di uso del suolo bensì modificano irreversibilmente il paesaggio.

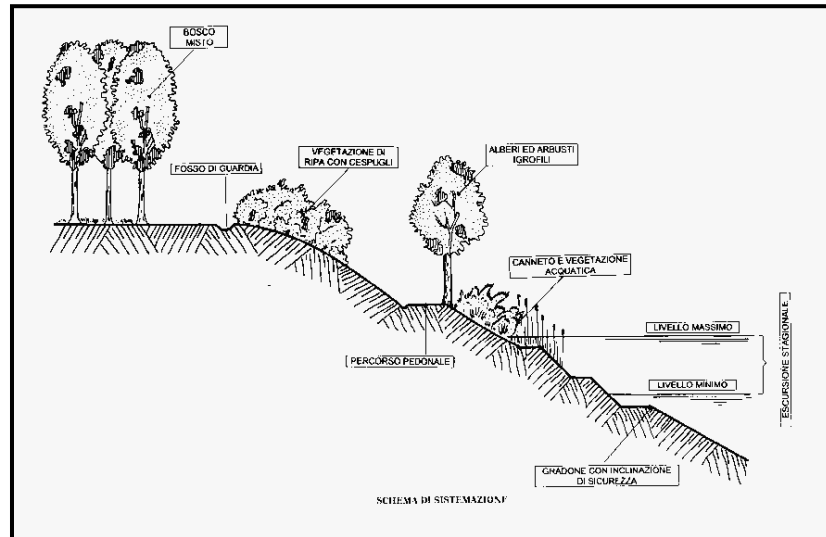


Sistemazione di una cava a fossa mediante la realizzazione di un laghetto

Il problema fondamentale da affrontare in questo caso è il consolidamento delle sponde del laghetto che gradualmente viene a crearsi e la loro stabilità a breve e lungo termine. È inoltre indispensabile che gli specchi d'acqua mantengano una profondità non inferiore a 3 metri e beneficino di un ricambio idrico tale da evitare l'insorgere di vegetazione algale e quindi assicurare la salubrità dell'invaso. Le forme dell'invaso non dovranno risultare uniformi e geometriche, ma presentare un andamento sinuoso e frastagliato al fine di evitare l'impressione dell'intervento antropico.

Sarà opportuno alternare zone leggermente sommerse, in grado di essere colonizzate a **canneto**, a zone asciutte al fine di costituire idonei ambienti di riproduzione per talune specie animali. Lungo tutto il perimetro del bacino lacustre dovrà essere approntato un fosso di guardia per limitare l'ingresso delle acque meteoriche e di dilavamento provenienti dai terreni adiacenti, spesso coltivati secondo i principi di agricoltura intensiva che comporta il trattamento del terreno con fitofarmaci e/o con concimazioni provenienti da allevamenti zootecnici.

Questi bacini, residuati delle attività estrattive, che contengono accumuli di acque di falde e meteoriche, rappresentano ambienti che consentono i più svariati tipi di recupero, indirizzati verso le attività acquatiche. Nel caso di specchi d'acqua con dimensioni superiori ai 15-20 ettari il loro utilizzo può essere indirizzato verso sport nautici (es. canottaggio, vela, ecc.).



Vari accorgimenti per la sistemazione dei fianchi di una cava a fossa, destinata ad ospitare un laghetto.

La ricomposizione può essere effettuata mediante tecniche di *ingegneria naturalistica* che, per risultare efficaci, presuppongono la preventiva adozione di misure tendenti a:

- sistemare lo scavo sia per accogliere gli elementi di ricoltivazione, sia per accrescerne la stabilità naturale;
- riattivare il drenaggio naturale e la circolazione idrica sotterranea senza che ne derivino effetti di inquinamento sulle falde.

Lo studio può in generale articolarsi sui seguenti punti:

- 1) rilievo topografico di dettaglio volto soprattutto alla valutazione dei movimenti di terra previsti e delle opere necessarie alla sistemazione definitiva del terreno;
- 2) rilievo geomorfologico ed esame dell'intervento ritenuto più accettabile nel sito in oggetto;
- 3) caratterizzazione geotecnica dei materiali in sito e di quelli rimossi per meglio provvedere alla sistemazione dei versanti e dei fronti di scavo finali;
- 4) studio vegetazionale che tenga presente la ricostituzione del manto vegetale in modo che esso rappresenti un armonico inserimento nel contesto locale. Questo ultimo punto prevede la scelta, tra le specie autoctone, di quelle che oltre a garantire un sicuro attecchimento, non risultino estranee al paesaggio locale.

Tra le tecniche volte a ricostituire in tempi brevi e su estese superfici il manto vegetale si annovera l'*idrosemina* costituita da una idonea soluzione di sementi in acqua alla quale si uniscono fertilizzanti e, se necessario, appositi additivi che facilitano una rapida radicazione.

La riattivazione del drenaggio naturale è anch'esso un problema delicato poiché in ogni caso il primitivo equilibrio precipitazioni – ruscellamento – infiltrazione risulta compromesso; basti pensare che un suolo asportato avrà inevitabilmente una composizione granulometrica ed una

permeabilità diverse da quello riportato e che il nuovo sottofondo non potrà essere identico a quello primitivo. Ciò non toglie che si possano realizzare opere efficaci sia utilizzando gli scarti di lavorazione della escavazione che riportando materiali idonei.

Le tecniche che assicurano una completa rinaturalizzazione dell'area di cava sono quelle dell'ingegneria naturalistica, che propone interventi su basi biologiche ed ecologiche con utilizzo di materiali organici o di sintesi eco-compatibili che assicurano un riequilibrio ambientale.

Le tecniche ed i materiali dovranno avere caratteristiche di basso impatto ambientale e capacità di rinnovamento; ovvero il materiale dovrà essere biologico ed opportunamente impiegato con tecniche di rinaturazione dovrà assicurare la ricostituzione del manto vegetale, il consolidamento dell'area, la protezione del suolo dall'erosione, il reinserimento ambientale e paesaggistico della cava ed il suo utilizzo finale.

Relativamente alla rinaturalizzazione con specie vegetali, occorre considerare che in Campania si registrano condizioni meteo-climatiche tipiche delle zone mediterranee. In questo ambiente soltanto alcuni alberi ed arbusti si sono adattati alle difficili condizioni climatiche per cui riescono a sopportare forti irradiazioni estive e lunghi periodi di siccità.

Le condizioni climatiche che influiscono sullo sviluppo delle essenze vegetative da impiantate per il recupero sono:

Precipitazioni: Nella fascia costiera campana sono ridotte, mentre nelle zone interne si hanno valori più elevati.

Temperatura: In Campania vengono raggiunte temperature anche di 38°. In luglio ed agosto la temperatura dell'aria raggiunge valori in alcune ore della giornata oltre i 40°C. Queste temperature condizionano notevolmente lo sviluppo delle piante. La temperatura dei fronti rocciosi, nei punti più illuminati dal sole, può raggiungere anche i 70°C, per cui si origina un microclima piuttosto ostile.

Vento: Anche i venti hanno una loro incisiva influenza sulle piante; nelle aree costiere i venti sono molto attivi e in alcune aree ben circoscritte spirano venti caratteristici come il maestrale, il libeccio, lo scirocco, e la tramontana che inibiscono lo sviluppo della vegetazione.

Aridità: L'azione combinata della temperatura e delle precipitazioni crea condizioni di aridità per cui le piante che si vanno ad insediare per il recupero se non opportunamente scelte ed aiutate da interventi di sostegno vivono in condizioni di sopravvivenza.

Insolazione: Oltre a queste condizioni negative già descritte, va aggiunta anche la luminosità e l'elevata insolazione che influenzano in modo determinante la rimessa in vegetazione delle aree cavate.

Qualunque intervento di recupero dovrà quindi essere progettato tenendo presente queste condizioni ambientali di precipitazioni, temperature, aridità, venti e insolazione che sono determinanti per la rivegetazione dell'area. Ne consegue che le essenze da impiantare devono possedere determinate attitudini biotecniche quali la capacità di resistenza alla siccità, alle basse precipitazioni, all'aridità ed essere capaci di superare le difficili condizioni ambientali.

Sarebbe opportuno che le opere di ripristino iniziassero già durante la fase estrattiva sui siti di volta in volta dismessi, in modo da sperimentare anche le tecniche di rinaturalizzazione più idonee per il sito.

Nel caso di cave localizzate in zona golenale, sufficientemente estese, si è rivelato idoneo anche l'utilizzo idraulico, con funzione di *cassa d'espansione*, per regolare e laminare le piene dei corsi d'acqua. L'invaso idrico, oltre a scopi naturalistico-ricreativi, potrebbe venire considerato ad usi plurimi, cioè volto anche al soddisfacimento della domanda idrica "produttiva" dei settori agricolo-civili ed industriali gravitanti nell'area di influenza dell'invaso stesso.

Il restauro ambientale di escavazioni a fossa che creano specchi d'acqua, rappresenta un impegno particolare per l'operatore esercente la cava. Si può comunque affermare che quando la coltivazione viene realizzata non unicamente a scopi utilitaristici le difficoltà relative al restauro dei luoghi vengono brillantemente superate.

Il reinserimento di *cave in roccia* è in generale più complesso, dato che la messa a dimora di pianticelle presuppone non solo la gradonatura ma anche lo scavo di buche da impianto che vanno poi ricoperte da terreno coltivabile. Inoltre è necessario il più delle volte risagomare i fronti di scavo assegnando loro pendenze più dolci onde favorire l'attecchimento della vegetazione. L'ancoraggio al substrato roccioso del suolo di rinterro può essere favorito mediante l'uso di graticciate, cordonature e manufatti di ridotto impatto visivo.

4.2.2 Sistemazione di cave di monte

Per questo tipo di cave, il restauro ambientale risulta più complesso e delicato dato l'impatto che quasi sempre questi interventi esercitano sull'ambiente circostante. Anche in questi casi l'esperienza operativa insegna che l'esito delle opere di restauro dei luoghi dipende strettamente dalla corretta impostazione dei precedenti lavori di coltivazione.

Il problema è essenzialmente rappresentato dalla stabilità dei fronti di scavo che dovranno presentare un profilo finale adeguato alle caratteristiche geostrutturali e geomeccaniche del materiale che li costituisce ed alle forme morfologiche dominanti.

Quando si è in presenza di un rilievo accentuato, la tendenza è quella di procedere con la formazione dei tradizionali gradoni e la schematizzazione geometrica che comporta tale tipo di coltivazione porta a risultati estetici quasi sempre poco gradevoli. Detti gradoni, se attuati in modo intensivo e come di regola a lieve pendenza verso monte, favoriscono il ristagno d'acqua nelle stagioni piovose ed in particolare nelle cave d'argilla possono influire negativamente sulla stabilità del versante. È consigliabile quindi modellare i profili di abbandono come scarpate a pendenze tali da assicurare la stabilità e nel contempo offrire un accettabile raccordo con le forme morfologiche dominanti il territorio circostante.



Sistemazione di una cava di monte con idrosemina. Sui gradoni, a sinistra della foto, la vegetazione comincia già ad attecchire mentre a destra essa è già folta al punto tale che i gradoni non sono più visibili.

Particolare cura dovrà essere posta nella regimazione delle acque superficiali e meteoriche con l'approntamento di un'ideale rete di canali scolanti e fossi di guardia, operazione che rappresenta una parte sostanziale del problema. Le scarpate, alla base, saranno dotate di idonee cunette e canali, per la raccolta e lo smaltimento delle acque di superficie nei corsi d'acqua naturali.

Assicurata una configurazione stabile del profilo finale, si mette in atto il piano vegetazionale con semine e piantagioni. In linea di principio è necessario ottenere rapidamente una copertura vegetale che consenta un efficace consolidamento delle scarpate e una mitigazione dei fenomeni erosivi.

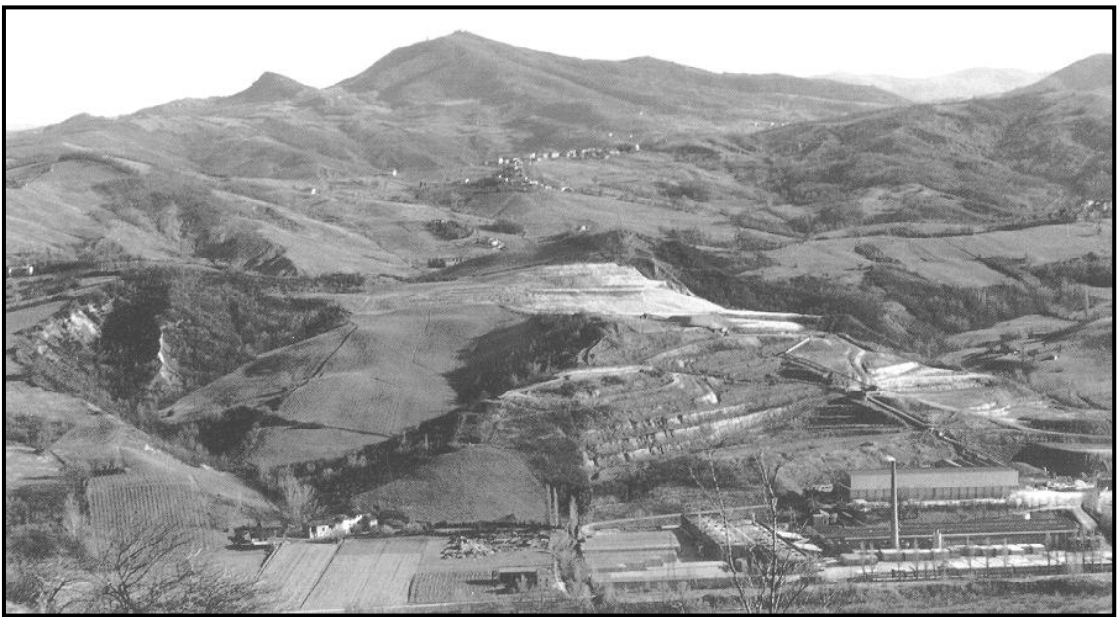
Le tecniche di intervento sono molteplici e diversificate in funzione della tipologia di cava e spesso è consigliato effettuare prove sperimentali su piccole superfici al fine di verificarne l'idoneità.

Sarebbe anche opportuno creare un *vivaio* di acclimatamento in terreni limitrofi alla cava, non ancora utilizzati, per ridurre agli alberelli lo stress da trapianto.

Una tecnica molto diffusa, e che permette buoni risultati, è quella *dell'idrosemina*, consistente nell'irrorare le superfici da inerbire, a mezzo pompe, con sementi e fertilizzanti dispersi in acqua. Questo sistema garantisce una miglior adesione e penetrazione del seme nel terreno.

Le specie dovranno essere selezionate fra quelle tipiche della zona (specie autoctone), perché offrano buone probabilità di successo. Per quanto concerne il manto erboso le colture indicate come le più adatte, in suoli argillosi, sono le specie che presentano buona tolleranza e riescono a sviluppare il loro apparato radicale anche in condizioni di scarso apporto di nutrienti.

Anche gli arbusti si prestano bene al restauro delle cave d'argilla in quanto hanno un sistema radicale generalmente profondo e buona capacità di copertura del suolo.



Sistemazione di una cava di argilla.

Le pendici così sistemate vengono dotate di adeguata viabilità per una loro miglior fruizione e manutenzione. Nel caso che la cava risulti impostata su versanti a moderata pendenza o interessi dossi a blande ondulazioni, la destinazione agricola finale può essere presa in considerazione.

Particolare attenzione merita la possibilità di adibire cave esauste a discarica di rifiuti, dato che la scelta dei siti viene effettuata di preferenza fra le aree degradate dall'attività estrattiva e normalmente dotate di buona accessibilità. Le Amministrazioni locali stesse avanzano spesso richieste specifiche alle aziende al fine di utilizzare ex cave d'argilla per lo stoccaggio o discarica



controllata di rifiuti solidi urbani. Tale destinazione finale a riuso dell'area escavata, al di là della convenienza economica, presenta aspetti negativi che le aziende del settore non devono sottovalutare. L'ostilità delle popolazioni locali avverso l'apertura e la coltivazione di cave aumenta a dismisura quando si profila la possibilità, anche remota, di una potenziale destinazione finale a discarica, che spesso sfocia in polemiche e contestazioni. Non è pertanto consigliabile favorire tali soluzioni che potrebbero portare ad un generalizzato stretto collegamento tra le cave d'argilla e le discariche.

Per quanto concerne i costi relativi al restauro dei luoghi escavati, sono di difficile valutazione non esistendo una metodologia fissa d'intervento. Le operazioni di recupero sono legate a molteplici variabili che vanno dalla conformazione dei luoghi, all'entità delle estrazioni, alle dimensioni della superficie interessata e alla scelta della destinazione finale delle aree. Solo con la redazione dei progetti esecutivi di coltivazione e dopo tutti gli affinamenti ritenuti opportuni si potrà predisporre un preventivo di spesa sulla base di un realistico computo metrico che costituirà parte integrante del progetto esecutivo. In tali computi vengono trattati in separati capitoli: i movimenti di terra, le opere a verde e le altre opere.

Per i movimenti di terra le specifiche in uso sono solitamente dettagliate, per quanto invece riguarda le opere a verde, è necessario verificare e concordare prima l'elenco delle voci possibili (tipo, dimensioni, portamento, caratteristiche degli esemplari, modi e sistemi di impianto). L'estensione ed il tipo di recupero ambientale dovrà essere di misura sopportabile, cioè non dovrà essere tale da far aumentare molto il costo del materiale estratto.

5. I MATERIALI NATURALI DELLA CAMPANIA

La Campania è abbastanza ben fornita di materiali naturali d'interesse industriale, che possono raggrupparsi in sette 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) Calcari, marmi, travertini e pietrisco.

5.1 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.

5.1.1 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	$1,5 - 6,4 \times 10^{-7}$	$1,9 - 2,0 \times 10^2$

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/m³; 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 portici medioevali 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.

5.1.2 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:

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).

5.2 Le rocce d'interesse industriale

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 rinvennero 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 squadri 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 detersivi), 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.

6. LE CAVITA' DEL NAPOLETANO E I RISCHI CONNESSI

Le prime notizie sul Sottosuolo Napoletano e sul problema delle cavità artificiali si rinvennero in una pubblicazione del 1889 a cura dell'ing. Melisurgo. A seguito dell'epidemia di colera nel 1884, dovuta all'inquinamento dell'acquedotto Bolla – Carmignano da parte di pozzi neri ed inefficienze dell'impianto fognario, si rese necessaria l'entrata in funzione di un più moderno impianto di distribuzione a pressione delle acque potabili. Da quel momento in poi, si verificarono nella città di Napoli innumerevoli dissesti con costi in vite umane ed enormi spese per il risarcimento dei danni ai proprietari degli immobili. Si istituì pertanto una Commissione di tecnici per capire le cause dei dissesti, fino ad allora quasi sconosciuti, e per valutare gli interventi risolutivi da adottare.

Il Melisurgo per primo capì che le ragioni di dette calamità avevano ragioni più profonde e pertanto ebbe l'intuizione di effettuare una verifica del reticolo degli antichi acquedotti che si sviluppava ad una quota assoluta s.l.m. variabile tra i 12 e 9 metri e quindi a profondità che in alcune parti della città raggiungevano valori notevoli.

Negli anni '60 del secolo scorso, a seguito dei numerosi dissesti e sprofondamenti di cavità artificiali fu istituita la prima Commissione per lo studio del Sottosuolo di Napoli con la finalità di valutare, attraverso uno studio rigoroso, le caratteristiche dei terreni e del sottosuolo in genere, e predisporre una serie di provvedimenti normativi ed indirizzi programmatici atti a restituire gradualmente nel tempo le condizioni di assoluta sicurezza all'abitato.

La Commissione identificò circa 366 cavità di cui: 203 già sedi di acquedotti (Claudio – Bolla – Carmignano), cisterne-cave sottostanti i fabbricati, vecchie fognature abbandonate e 163 vuoti derivanti da sfruttamento di cave, con accessi a raso di notevoli dimensioni, gallerie stradali e ferroviarie, trafori borbonici e catacombe. Molte di queste cavità furono riportate in cartografia in scala 1:1000 corredata da piante e sezioni in scala 1:200.

L'aggiornamento dati proseguì a rilento per gli scarsi fondi disponibili, fino al 1998, fin quando per gli eventi luttuosi di Secondigliano e successivamente di via Miano a Capodimonte fu dichiarato lo stato di calamità e pertanto istituito un Commissariato di Governo per gli interventi di emergenza connessi al consolidamento del Sottosuolo e dei Versanti della città di Napoli.

Con l'utilizzo dei finanziamenti messi a disposizione da detto Commissariato, l'attività dell'Amministrazione attraverso i suoi uffici tecnici subì un'accelerazione, per cui utilizzando le nuove tecnologie informatiche e i relativi sistemi di archiviazione dati, si è potuto archiviare i dati già noti su supporto magnetico e gestirli con programmi adeguati, cosa che ha permesso interventi più tempestivi di messa in sicurezza di situazioni critiche e nel contempo di incentivare il lavoro di ricerca e rilievo di nuove cavità.

6.1 Definizione di cavità

La cavità artificiale è un manufatto ottenuto attraverso l'asportazione, dal suolo e dal sottosuolo, di terreno o di roccia per ricavare un ambiente sotterraneo destinato a una specifica funzione. Tale opera sotterranea possiede almeno due pareti, una volta e un piano di calpestio. Può autosostenersi oppure essere dotata di strutture interne di contenimento, oppure portanti. Per rendere la cavità artificiale consona alle caratteristiche richieste, essa può essere rivestita parzialmente o completamente con argilla, malta, legno, muratura. Le superfici interne possono anche essere prive di qualsiasi copertura. La cavità artificiale ha dimensioni variabili. Può essere composta da un solo ambiente oppure articolarsi in più vani e su uno o più livelli tra loro comunicanti. Può avere uno o più accessi e, in situazioni particolari, essere dotata di finestre o lucernari a “**gola di lupo**” che danno all'esterno. Basti pensare ai cunicoli di captazione privi di rivestimento, a talune tombe scavate nel tufo, oppure a opere di percorrenza semplicemente ricavate nella roccia viva. Altri esempi sono dati dagli acquedotti resi impermeabili per preservare il liquido, da opere militari armate con robusti rivestimenti per contenere le spinte del terreno e gli effetti delle bombe, oppure dalle numerose cave con strutture di sostegno sia in pietra che in legno, onde evitare cedimenti strutturali anche all'incontro con materiali incoerenti.

La funzione assolta da un manufatto così realizzato ne determina l'appartenenza a una specifica tipologia. Occorre considerare che l'opera non è sempre il frutto di un intervento unico e può risultare articolata in più fasi distribuite lungo un variabile arco temporale. In linea di massima l'opera ipogea può essere stata soggetta anche a interventi che ne hanno mutato sia la struttura che l'originaria funzione. Infine talune architetture, pur non essendo propriamente sotterranee, possono rientrare nella categoria delle cavità artificiali.

6.2 Le cavità del napoletano: genesi

Le cavità presenti nel sottosuolo della città di Napoli nascono per adempiere a necessità specifiche della popolazione cittadina, e pertanto sono caratterizzate da tipologie particolari idonee all'uso per cui erano destinate.

Durante il periodo greco-romano, si ha avuta la prima fase di escavazione del sottosuolo per l'estrazione di materiali da costruzione; i greci prima e romani poi, utilizzarono il tufo giallo napoletano per le sue doti di resistenza, associate a leggerezza e facile lavorabilità, e lo usarono quale pietra da costruzione di edifici, civili e religiosi, delle mura della città e per realizzare con pozzi, cisterne e cunicoli, il primo acquedotto. Il Bolla è un acquedotto sotterraneo di dimensioni

notevoli, scavato nel banco di tufo giallo presente in gran parte del sottosuolo; è costituito da una fitta e tortuosa rete di cunicoli sub-orizzontali collegati, tramite pozzi, con le case sovrastanti; così che era possibile attingere direttamente l'acqua dalle abitazioni. Esso ha costituito per secoli l'unica risorsa idrica della città e, anche a seguito di altre fonti è stata considerata la fonte di acqua potabile per eccellenza, superiore dal punto di vista qualitativo persino all'acqua dell'acquedotto del Carmignano, realizzato nella prima metà del '600.

In età romana Augusto fece costruire l'acquedotto (augusteo) lungo più di 170 km; da un bacino artificiale del Serino, si diramavano due condotti, uno verso Beneventum e l'altro verso Neapolis. Quest'ultimo giungeva a Napoli e attraversando parte della città giungeva fino a Pozzuoli e terminava alla "Piscina Mirabilis". L'acquedotto correva in parte in galleria, in parte all'aperto su archi in mattoni (Ponti Rossi).



Antico acquedotto (di età Augustea): la struttura su archi di epoca romana, convogliava le acque provenienti dal Campo di Marte (aeroporto di Capodichino) nel reticolo dell'acquedotto sotterraneo

Tra il 1500 e il 1600, a seguito di un forte incremento demografico della città di Napoli, una serie di leggi vietarono ogni edificazione fuori delle mura delle città. Conseguenza di ciò fu l'intensificarsi dell'edilizia civile all'interno delle mura. In questo periodo vennero aperte enormi cave, talora anche a cielo aperto nei quartieri del centro storico. Molte cave nacquero nei luoghi stessi dove si edificavano case, palazzi e chiese, nel sottosuolo di questi. Fu proibito pertanto l'introduzione di materiale edile all'interno della città. Interi quartieri vennero costruiti estraendo abusivamente il tufo dalle volte dell'acquedotto esistente; l'antico sistema di cunicoli, pozzi e cisterne si trasformò in un enorme sistema di cave tra loro collegate.

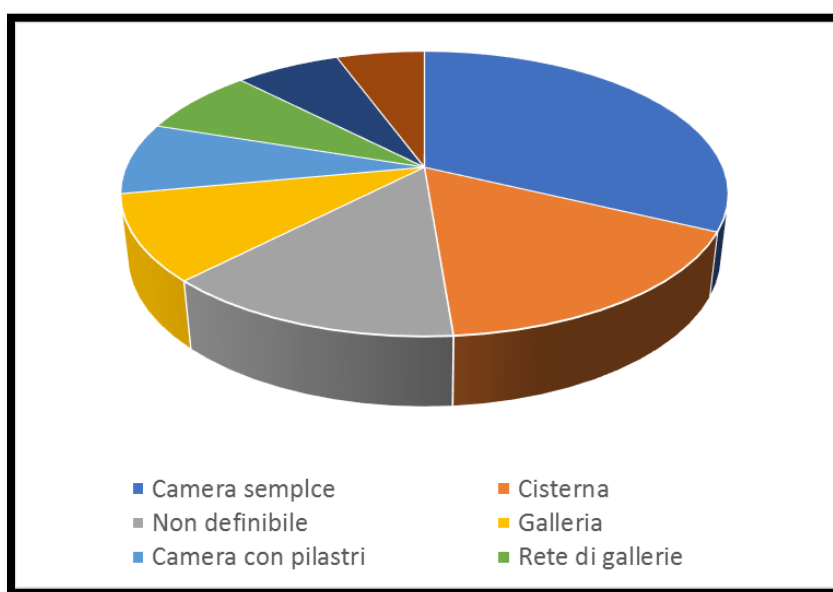
Altre cavità, al di sotto di aree già notevolmente edificate, furono realizzate nel '600 allorché si costruì il nuovo acquedotto (1627) detto del Carmignano, che sostituì gran parte dell'acquedotto romano. Tale acquedotto restò in esercizio fino al 15 agosto del 1884, quando per la perdita di un pozzo nero, le acque nere inquinarono la rete idrica provocando la grave epidemia di colera che

determinò in pochi giorni migliaia di vittime. Ultimi significativi interventi nel sottosuolo napoletano, si ebbero durante l'ultimo conflitto mondiale, quando furono creati per la popolazione rifugi dai bombardamenti aerei, facendo ricorso a cavità sotterranee preesistenti; furono utilizzate a tal fine le cave e parti dell'acquedotto andato in disuso alla fine del'800, apportandovi rimaneggiamenti talvolta notevoli per adattarle alle esigenze che la situazione richiedeva. Furono ricavati 400 ricoveri con più di 600 punti di accesso; dopo la guerra quei luoghi, generalmente abbandonati, furono spesso riempiti di rifiuti e di materiali di risulta; gli accessi alle cavità risultano pertanto, spesso ostruiti o addirittura scomparsi.

6.3 Dati sulle cavità censite

Nella tabella e figura seguenti sono riportate le informazioni relative alla tipologia delle cavità, censite ed archiviate; la tipologia più ricorrente è quella a camera semplice (32,1 %) e quella a cisterna (16,6%); ma va osservato che le camere con pilastri e le reti di gallerie (cavità usate come cave di tufo) sono le più ampie in termini di superficie e di volume, anche se non sono le più numerose.

Tipologia	Numero	Superficie [m ²]	Volume [m ³]	N/N _{tot}	S/S _{tot}	V/V _{tot}
Camera semplice	178	55588	548654	32,10%	9,40%	6,90%
Cisterna	92	39527	442835	16,60%	6,70%	5,60%
Non definibile	75	209821	3231414	13,50%	35,30%	40,70%
Galleria	54	38413	378478	9,70%	6,50%	4,80%
Camera con pilastri	45	82459	1054816	8,10%	13,90%	13,30%
Rete di gallerie	42	106012	1521361	7,60%	17,90%	19,10%
Cunicoli	37	15047	84279	6,70%	2,50%	1,10%
Rete di cunicoli	31	46687	683554	5,60%	7,90%	8,60%
Totale	554	593554	7945391			



La tabella distingue le cavità per tipologia, superficie e volume. Percentuali sui totali delle tipologie, superfici e volumi

6.4 Caratteristiche geomorfologiche e geologiche dell'area napoletana

L'area metropolitana della città di Napoli è caratterizzata da una superficie di 117,27 Km² di cui 92,63 risultano urbanizzati. L'intensa urbanizzazione ha quasi del tutto mascherato i lineamenti morfologici e la ben nota costituzione geologica della città, completamente impostata su terreni vulcanici i cui aspetti litologici sono estremamente variabili anche nello spazio di poche decine di metri.

Come è noto la morfologia della città si sviluppa ad anfiteatro; descrivendo il territorio secondo le fasce altimetriche, si osserva che dalla collina dei Camaldoli si passa, in direzione Sud-Est al pianoro del Vomero da cui si diparte un costone, prevalentemente tufaceo, stretto e continuo che va a costituire la collina di Posillipo il cui fianco occidentale si affaccia, con pareti quasi verticali, nella piana di Fuorigrotta-Bagnoli; inoltre, in direzione Nord-Est, partendo dalla culminazione dei Camaldoli, la morfologia degrada dolcemente terminando ad oriente nell'altra piana costiera, di forma triangolare, nota come la depressione del Sebeto che si estende fino alla zona portuale separando le circoscrizioni di Barra e Ponticelli dai confinanti territori dei comuni vesuviani.

Il reticolo idrografico della collina dei Camaldoli si presenta con una distribuzione radiale con recapito finale sia nella depressione del Sebeto a Sud-Est sia nella Piana Campana a Nord. I percorsi idrici più significativi ed articolati (Cavone delle noci, Vallone S.Rocco) scorrono in strette pareti verticali scavate nel tufo. La depressione del Sebeto e la Piana di Fuorigrotta rappresentano i bacini più estesi e le principali zone di recapito dei flussi idrici superficiali.

Le coste nel territorio comunale di Napoli, come si intuisce dal contesto morfo-strutturale, sono basse; fa eccezione la collina di Posillipo le cui coste, su entrambi i versanti costituite da pareti verticali di tufo alte quasi 200 metri, sono state spesso e sono tuttora interessate da crolli verticali dei costoni di tufo non solo per l'azione di scalzamento al piede delle pareti da parte del moto ondoso.

Come si può rilevare dalla morfologia della città, Napoli si presenta topograficamente e geologicamente molto articolata. Rispetto alla definizione della città che si sviluppa su un'enorme placca di tufo giallo, vi sono notevoli evidenze riscontrabili nei tagli artificiali e naturali e dai numerosi dati sulle opere in sotterraneo che confermano che la storia geologica della città è stata molto intensa prima della deposizione dell'unità litoide, il Tufo Giallo Napoletano (12.000 anni dal presente).

Al di sopra del TGN si rileva sempre, nella città, una successione piuttosto regolare di piroclastiti sciolte intercalate da paleosuoli, legate alla deposizione dei prodotti delle eruzioni recenti dei Campi Flegrei. La regolarità della successione è dovuta al fatto che si tratta di depositi di eruzioni lontane (in geologia viene adoperato il termine “ distale” per indicare eruzioni lontane dal sito di

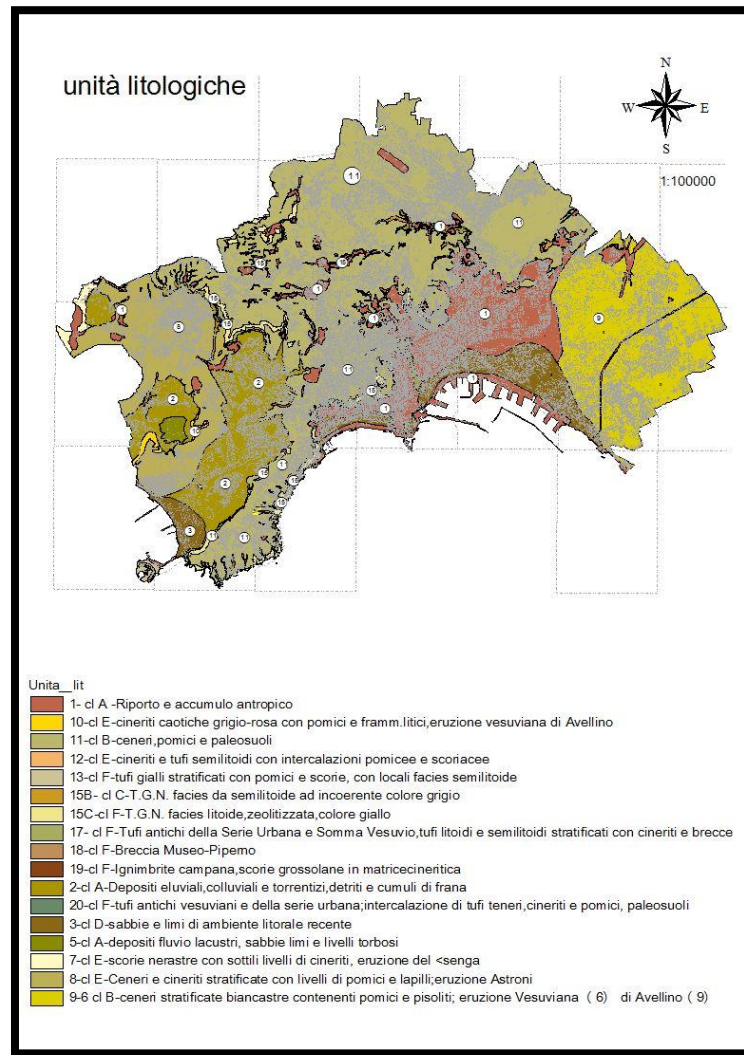
deposizione) che si sedimentano con meccanismi essenzialmente da caduta, da nubi eruttive a volte di altezza notevole.

I paleosuoli rappresentano i periodi di quiete dell'attività vulcanica durante i quali è possibile la formazione di suoli vegetali più o meno sviluppati in relazione al periodo di quiete. In questa successione si riconoscono i prodotti di diverse eruzioni flegree, a partire dall'eruzione di Minopoli e delle pomici principali (Agnano), avvenute intorno a 9000 anni fa.

Ritornando all'attività precedente all'eruzione del TGN, si rileva la presenza di numerosi depositi vulcanici legati all'attività antica, localizzata nella città. Si rilevano infatti tufi con caratteri simili ai tufi recenti che costituiscono i coni tufacei dei Campi Flegrei. Questi sono visibili a Monte Echia, a parco Grifeo - corso Vittorio Emanuele, lungo la falesia di Coroglio, nei pressi dell'Arsenale dell'Esercito, all'imbocco della galleria Laziale.

Al di sotto di questi prodotti, si riscontrano, nell'area settentrionale ed orientale della città, i depositi dell'Ignimbrite Campana, rappresentati da tufi di colore grigio violacei ricchi di scorie nere, più o meno saldati. Tali tufi sono stati recentemente correlati con i depositi del Piperno-Breccia Museo presenti nell'area dei Camaldoli.

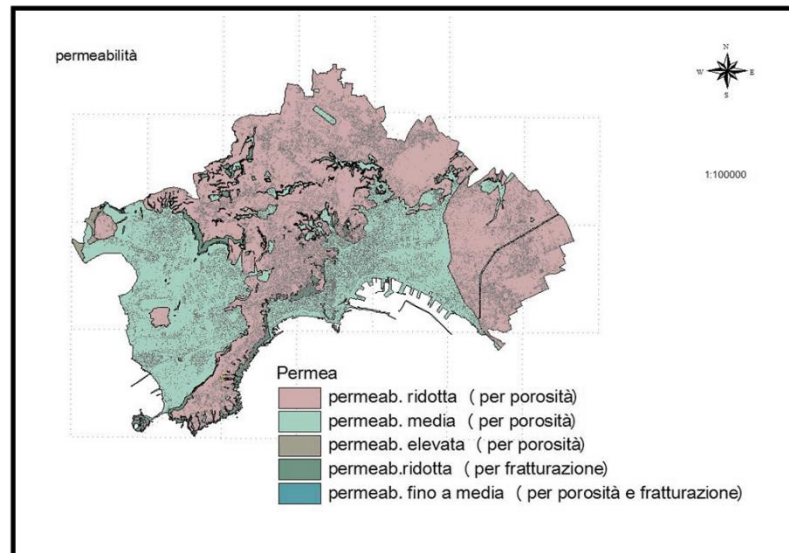
Sondaggi profondi che attraversano tutti i prodotti citati evidenziano la presenza, al di sotto di detti prodotti, di intercalazioni di numerosi livelli di sabbie di ambiente marino, piroclastiti e paleosuoli che indicano un'attività più antica dell'Ignimbrite Campana, quindi più vecchia di 30-35.000 anni, ed una continua variazione dell'equilibrio tra l'ambiente continentale, rappresentato dai depositi piroclastici con paleosuoli, e quello marino, rappresentato dalle sabbie e dai limi ricchi di fossili. (vedi figura successiva).



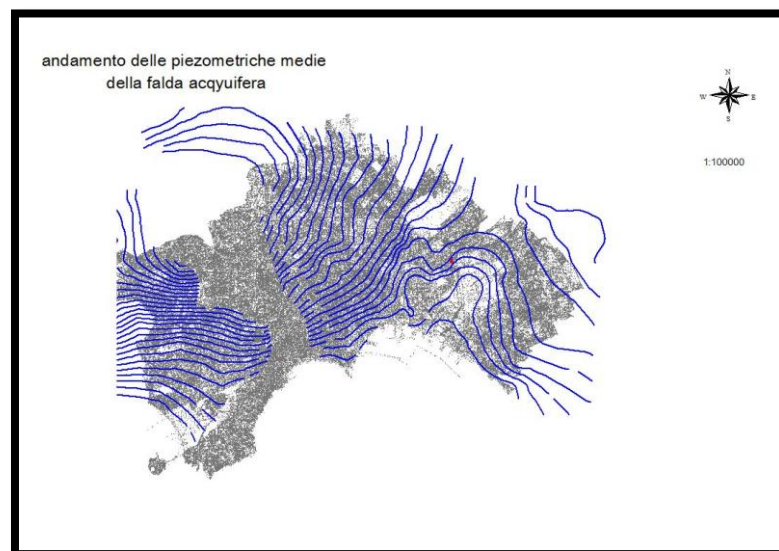
Distribuzione dei litotipi affioranti nell'area napoletana

6.5 Idrogeologia

Nelle figure successive, sono rappresentati alcuni elementi indicativi degli acquiferi e delle piezometriche rilevate sul territorio cittadino. Si rileva tra l'altro l'esistenza di due sistemi acquiferi principali, corrispondenti uno all'area Napoli-Volla e l'altro ai Campi Flegrei, separati da un'area di terreni poco permeabili. Occorre precisare comunque che nella serie dei prodotti vulcanici, dalle misure sperimentali fatte, il tufo giallo napoletano è il termine meno permeabile di tutta la serie, ove infatti la sua permeabilità avviene solo per fratturazione.



Permeabilità dei terreni affioranti



Mapa isopiezometrica dell'area napoletana

6.6 Vulnerabilità del territorio in presenza di cavità

Come già detto la maggior parte delle cavità del centro della città, nascono come antichi acquedotti, per cui hanno una tipologia a **cisterna**, per la raccolta delle acque e a **cunicoli** per la distribuzione delle stesse. Molte di queste cisterne sono state ampliate successivamente, nei loro volumi, per adattarle a **ricoveri bellici** o anche soltanto per l'estrazione di tufo, modificando l'originale geometria e alterandone alcune volte la statica.

Le cavità più antiche hanno in sezione una forma trapezoidale, con un solaio orizzontale di modeste dimensioni rispetto alla campana sottostante; le fondazioni degli edifici soprastanti non gravano generalmente sulle volte, ma scaricano il loro peso sui fianchi della cisterna. Il vero

pericolo è però determinato dall'esistenza dei pozzi per l'approvvigionamento idrico degli edifici soprastanti.

Pozzi

Per pozzi si intendono quei manufatti facente parte del sistema di distribuzione idrica del vecchio acquedotto a pelo libero “Claudio-Bolla – Carmignano”, afferenti a cisterne o cunicoli e tali da permettere l'approvvigionamento idrico ai cittadini della antica città.

“Il pozzo è costituito da tre parti principali: la vasca, la campana e il diritto.

-**La vasca** è cavata nel tufo a forma di prisma retto a base rettangolare o quadrata, col fondo leggermente concavo nel centro oppure inclinato verso un punto, in modo da agevolarne lo spurgo e la pulizia.

-**La campana** è il vuoto che si trova superiormente alla vasca; la parte di tale vuoto corrispondente alla copertura più propriamente si chiama cielo. La forma del cielo è a botte, a vela o a padiglione con quattro superfici cilindriche.

-**Il diritto** è il pozzo verticale che mette in comunicazione la vasca e la campana con la parte superiore a giorno, oppure ai diversi piani delle abitazioni dalle quali si esercitava l'attingimento dell'acqua.

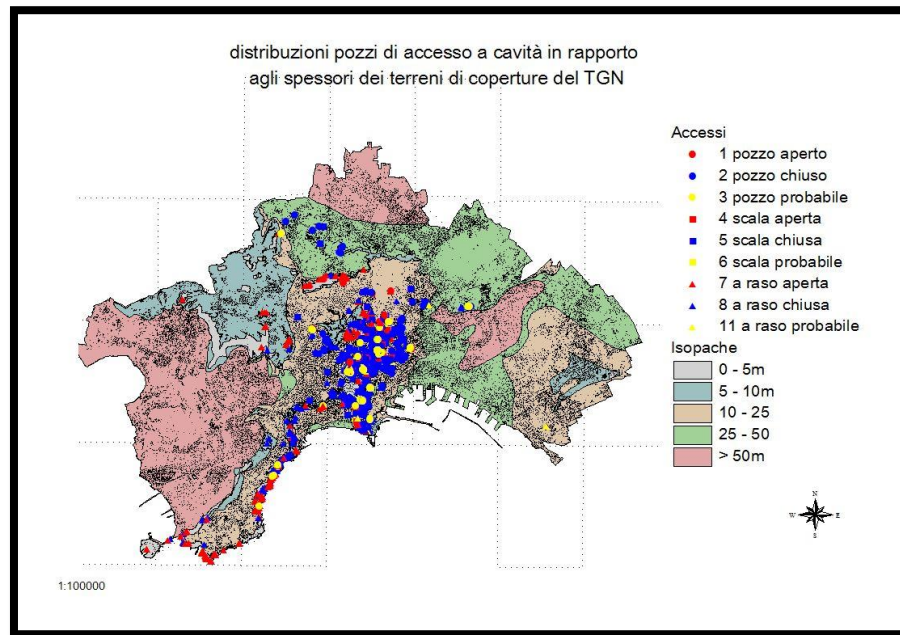
La profondità di pozzi varia in funzione della quota topografica del sito in cui insistono, ciò perché l'acquedotto si sviluppava ad una quota assoluta di circa 10 metri s.l.m.

Il manufatto solitamente attraversa un primo strato di terreni piroclastici sciolti e successivamente si addentra nella roccia tufacea ove normalmente è cavata la rete idrica vera e propria con il suo sistema di cunicoli e cisterne, per cui dal boccapozzo alla formazione tufacea, il pozzo si presenta rivestito in conci di tufo, la sua sezione comunemente è quadrata di circa 1 metro x 1 metro, e la parte rivestita varia al variare dello spessore delle coltri di ricoprimento del tufo.

Il cedimento dei rivestimenti di questi pozzi determina un potenziale pericolo incombente sul patrimonio edilizio e sugli abitanti; le cause di questi cedimenti sono ascrivibili alla grande quantità di acqua che circola liberamente nei terreni di copertura del tufo, proveniente sia dagli impianti fognari vetusti e spesso dissestati, sia dalla inefficienza delle condotte idriche in pressione.

Da uno studio effettuato per la redazione della cartografia relativa alla L.R.9/83, sono stati censiti circa 1299 pozzi, classificati come accessi a cavità; questi vengono suddivisi in :

- pozzi aperti, quindi identificati precisamente
- pozzi chiusi, alcuni identificati e altri da accertare
- pozzi probabili, da accertare.



Distribuzione dei pozzi nell'area cittadina, la tipologia dei loro accessi e gli spessori dei terreni di copertura del TGN.

L'addensamento dei pozzi nel centro della città, o meglio nella parte di più antica urbanizzazione, indicano un maggior grado di vulnerabilità del territorio.

6.7 Dinamica dei dissesti

Dall'imbocco, posto spesso all'interno del cortile dei fabbricati, i pozzi si sviluppano in profondità attraversando i terreni di copertura del tufo, che come detto hanno spessori variabili e sono costituiti da piroclastiti sciolte (pozzolane, lapilli, ecc.) a granulometria e permeabilità variabile, fino a raggiungere nel tufo la cisterna sottostante. Le acque libere che circolano nel terreno e provenienti da manufatti inefficienti, raggiungono le quote più basse, e là dove la pressione idrostatica è maggiore, esercitano sulle pareti del pozzo un'azione demolitrice determinandone il crollo.

La cisterna sottostante funge da richiamo dei terreni, per cui al di sopra del tetto del tufo si forma un vuoto che si amplia procedendo dal basso verso l'alto; quando i terreni superficiali raggiungono il limite critico di resistenza si determina l'improvvisa apertura di una voragine tanto più ampia quanto più profondo è il rivestimento dissestato.

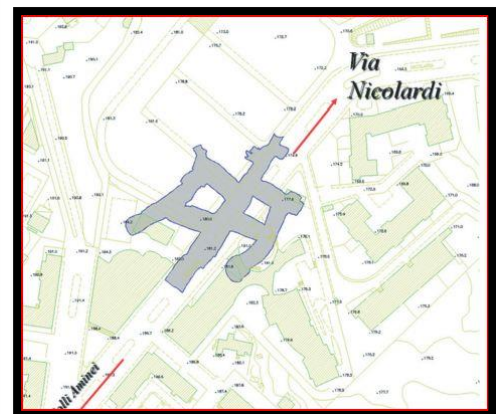
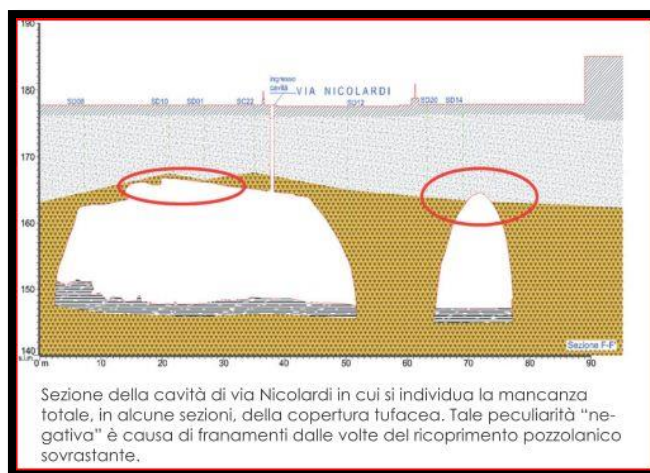
Diverso è il discorso su cavità nate solo come cave; in questi casi spesso si è spinta l'estrazione di tufo oltre i limiti consentiti, non tenendo conto della stabilità della stessa. Dette cave nate generalmente lontano dalle zone più urbanizzate, con l'espansione della città si sono trovate successivamente inglobate nel tessuto urbano.

Il Cimitero delle Fontanelle (vedi figura successiva), ha avuto negli anni un'importanza significativa nella cultura partenopea sia religiosa che storica. Ormai chiuso da anni per ragioni

statiche, si è ritenuto necessario intervenire con lavori di consolidamento; sono stati usati ancoraggi in acciaio inox per ricucire la roccia e ripristinare la continuità statica tra le singole volte e i pilastri.



Cimitero delle Fontanelle. Ex cava adibita successivamente a cimitero (ossario) ove furono raccolte le spoglie dei morti per le epidemie e quelle dei morti provenienti dalle fosse comuni.



Sezione e pianta della antica cava di via Nicolardi, si evidenzia il sottile spessore del tufo in volta o addirittura la mancanza dello stesso. La pianta interessa il sottosuolo della sede stradale e di alcune abitazioni.

In merito alla vulnerabilità del territorio cittadino va poi ricordato quanta responsabilità riveste il reticolo fognario nei confronti dei dissesti. Questi manufatti infatti vetusti, ed inadeguati al carico idraulico, specialmente in occasione di abbondanti piogge, vanno in pressione determinando la rottura delle volte in pietra dei cunicoli, determinando l'apertura di grosse voragini in sede stradale e non solo. (vedi figure successive)



Via S. Carlo alle Mortelle 23/11/2009. Rottura di una grossa condotta fognaria profonda a servizio del quartiere. Apertura di una grossa voragine all'interno della chiesa ed una voragine nella strada limitrofa.

6.8 Metodologie di indagine per la ricerca e la mappatura delle cavità

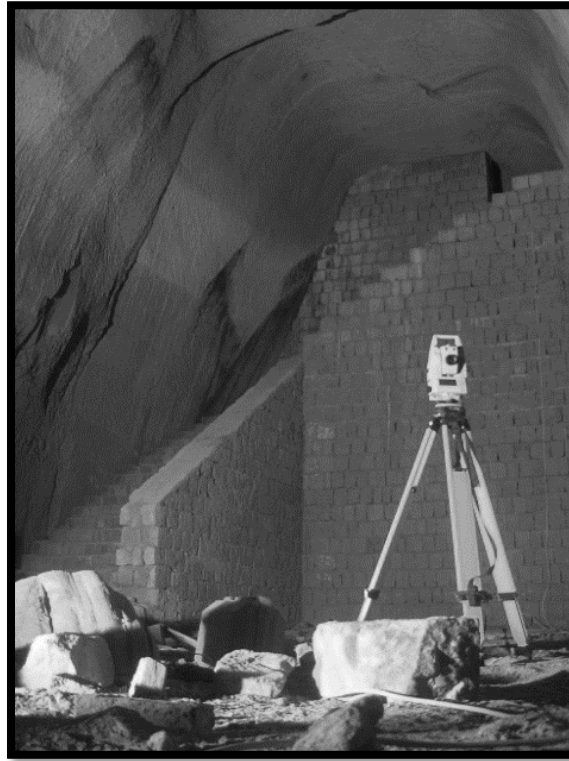
La necessità di operare in area urbana causa una serie di difficoltà e vincoli, quali quelli urbanistici, quelli derivanti dalla presenza delle reti idriche ed elettriche e, per le indagini di tipo geofisico, anche per la presenza di diverse fonti di disturbo da parte di correnti elettriche telluriche, vaganti. La complessità ambientale delle aree urbane richiede pertanto di volta in volta un'opportuna progettazione e programmazione delle indagini, con un'attenta scelta delle metodologie disponibili, variabili in funzione della realtà urbanistica, geologica e idrogeologica locale.

Si possono utilizzare le seguenti metodologie: indagini dirette con **sondaggi geognostici**, **prospezioni televisive** in foro, **rilievi speleologici**, indagini indirette con **metodi geofisici** (metodo gravimetrico, geoelettrico, georadar, sismico).

6.8.1 Rilievi topografici

Le cavità artificiali abbandonate si presentano ricche di ostruzioni naturali: crolli, intasamenti detritici e conseguenti eventuali tratti allagati. Nel caso di cavità accessibili il rilevamento può essere condotto nel modo classico attraverso il rilievo da parte di una o più persone della geometria

della cavità, delle condizioni stratigrafiche, delle caratteristiche geotecniche dei terreni fra la calotta e la superficie topografica, delle caratteristiche dei terreni contenenti la cavità, l'entità dei fenomeni evolutivi di alterazione della calotta, i livelli tensionali, i dati geostretturali dell'ammasso roccioso, gli eventuali carichi indotti da manufatti ed evidenziare l'esistenza di problematiche connesse alla stabilità di edifici e alla presenza di reti tecnologiche.

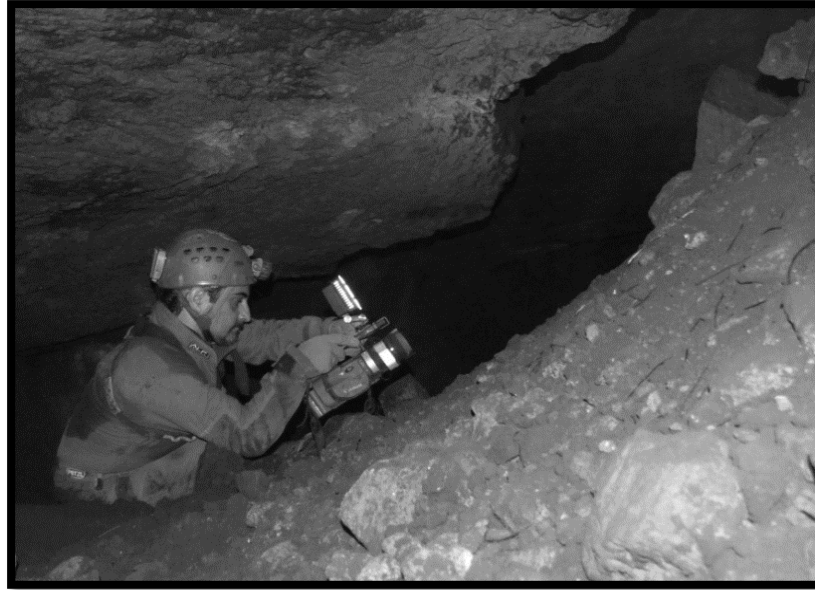


Strumentazione per il rilievo celerimetrico in cavità

Il ***laser scanning*** è uno strumento che consente di misurare ad altissima velocità la posizione di migliaia di punti, i quali definiscono la superficie degli oggetti circostanti. Quello che si ottiene da questo rilievo è un insieme di punti molto denso che è definito “nuvola di punti”.

Tra le indagini dirette rientra anche la tecnica fotografica, tra cui spicca la ***macrofotografia a luce radente*** per la documentazione delle tecniche di scavo, delle scritte e dei graffiti antichi, nonché delle eventuali strutture murarie interne. Nel caso di cavità non accessibili ma fornite di pozzi di areazione e luce è possibile effettuare una prima analisi dello stato delle cavità attraverso una metodologia di ***indagine televisiva in foro*** che permette di definire con precisione la tipologia di cavità e di individuare l'andamento del sistema caveale dal punto di vista planoaltimetrico.

L'osservazione delle tipologie di distacco, la qualità e la granulometria di eventuali detriti presenti in cavità, possono dare una risposta sintetica della storia tensionale della cavità.



Rilievi finalizzati alla documentazione delle caratteristiche delle cavità

6.8.2 Rilievi geofisici

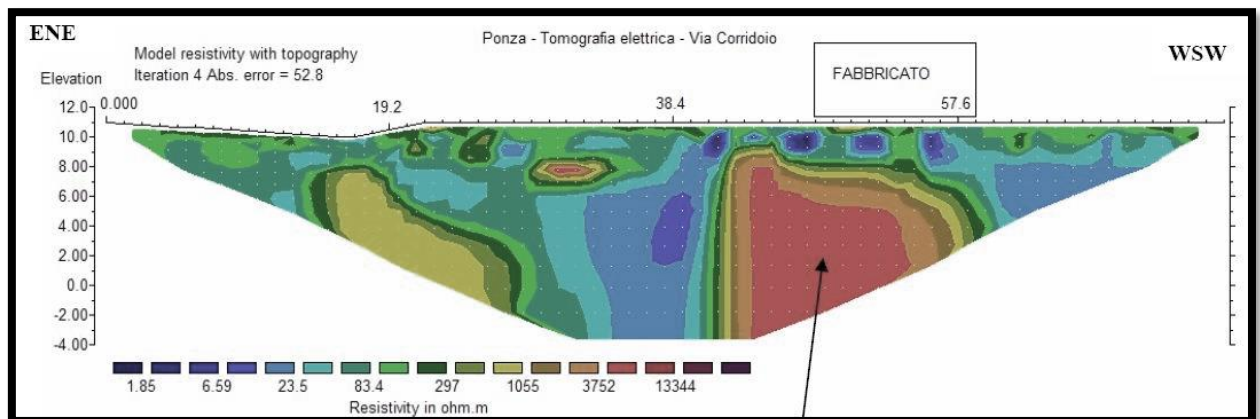
L'identificazione delle cavità nelle aree urbane tramite **metodi geofisici** incontra due ordini principali di problemi: la presenza di un elevato “*rumore di fondo*”, legato a tutte le attività antropiche, che fa diminuire la sensibilità e quindi il potere risolutivo di tutti i metodi impiegati; le barriere fisiche, edifici muri di cinta, che rendono impossibile effettuare misure secondo i profili più adeguati o lungo maglie regolari. I metodi geofisici applicabili nella identificazione delle cavità sono quelli: *gravimetrico, geoelettrico, il georadar e geosismico*.

Il **metodo sismico**, sia con geofoni posizionati in superficie che in perforazione (“*cross-hole*”), si basa sul fatto che la velocità delle onde P diminuisce bruscamente al passaggio roccia-aria e le onde S si attenuano fortemente. Pertanto una cavità può essere individuata dalla presenza lungo il profilo di una zona d'ombra caratterizzata dall'assenza di arrivi. Tale metodo è inficiato dal rumore di fondo tipico delle aree urbane e dalla impossibilità di utilizzare sorgenti di energia sufficienti a generare un segnale ben distinguibile dal rumore; ne consegue che questa metodologia non risulta di grande utilità.

Il **metodo gravimetrico** si basa sulla differente densità che si rileva passando da una cavità alla roccia circostante. Una cavità è caratterizzata da un minimo delle *anomalie di Bouger*, la cui estensione è proporzionale alle dimensioni areali e alla profondità a cui si trova. Nella modellazione delle anomalie si deve considerare se, nella zona in questione, la litologia in cui si sviluppa la cavità è ricoperta da altre litologie a densità minore poiché parte delle anomalie riscontrate potrebbero essere dovute alla sua presenza. In molte aree della città di Napoli, come

anche nei comuni ubicati a Nord della città, il tufo è spesso ricoperto da uno spessore variabile di depositi piroclastici incoerenti caratterizzati da una minore densità rispetto al tufo. In tali situazioni, per vincolare la profondità della superficie di separazione tra il tufo giallo e le piroclastiti sciolte è necessario usare dati di perforazione già disponibili, effettuare delle nuove perforazioni o dati da rilievi **geoelettrici**.

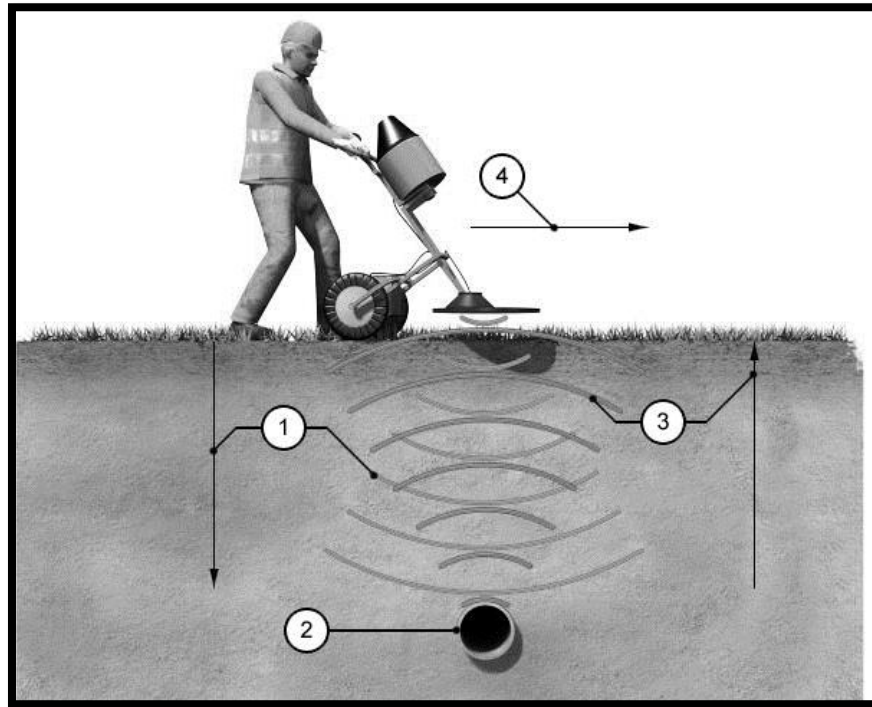
La **configurazione geoelettrica** utilizzata per i sondaggi elettrici nelle città è la “*dipolo-dipolo*” che non richiede grandi stendimenti e presenta una notevole risoluzione orizzontale; le cavità appaiono come orizzonti resistivi. I sondaggi elettrici hanno dato risultati soddisfacenti per ricerche di cavità d’interesse archeologico. L’interpretazione dei sondaggi elettrici in un’area urbana va comunque effettuata con molta cautela, perché la fitta rete di sottoservizi, spesso contenenti condutture metalliche produce forti deformazioni nelle curve di resistività apparente. La **metodologia elettrica tomografica** (vedi figura successiva) permette di investigare aree di notevole complessità geologica e strutturale. Tale indagine permette di ottenere un profilo di resistività che riesce a dare informazioni fino a profondità di 50 metri o anche più. Questa tecnica si basa sulla misura della resistività elettrica, dipolo-dipolo, che consente di raffinare sempre più l’interpretazione di anomalie, intrusioni, litologie. Le letture sequenziali delle resistività apparenti vengono invertite con processi matematici che restituiscono un’immagine del sottosuolo. Tale metodologia è utilizzata non solo per l’identificazione di cavità ma per la ricostruzione di paleoalvei e di discariche abbandonate.



Tomografia elettrica. La freccia evidenzia la presenza di una probabile cavità.

Il **georadar** è un metodo di prospezione geoelettrica che rivela la posizione di superfici di discontinuità tra mezzi con caratteristiche dielettriche differenti, misurando il tempo di ritardo tra un impulso elettromagnetico emesso da un’antenna trasmittente e l’eco riflesso dalla superficie di discontinuità. I modelli disponibili in commercio permettono di investigare fino ad una profondità di 20 metri. Il georadar è poco ingombrante e pertanto è comodo da utilizzare in città risentendo

molto poco del rumore elettromagnetico. È stato impiegato con successo per il rilevamento di cavità archeologiche o per le cavità ubicate in terreni incoerenti. Nel caso delle cavità in tufo il georadar non è ottimale come strumento di rilevamento poiché la cavità è individuata attraverso una zona priva di riflessioni; le stesse caratteristiche si osservano anche in presenza di blocchi tufacei molto omogenei per cui i risultati ottenuti vanno interpretati con molta cautela.

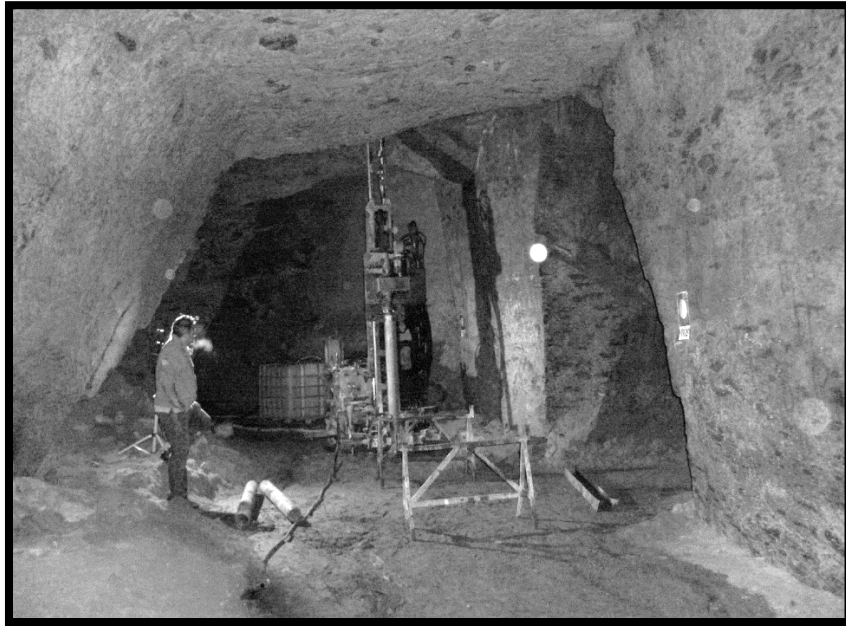


Esempio di utilizzazione del georadar per l'individuazione di un condotto sepolto

6.8.3 Sondaggi

L'individuazione e lo sviluppo plano-altimetrico delle cavità è di solito definito anche attraverso sondaggi geognostici **a distruzione di nucleo**, i quali permettono di individuare il tetto e il letto di un vuoto sotterraneo. Tale tecnica può risultare valida nel caso di una singola cavità ma non in presenza di una rete di cavità, infatti risulta alquanto problematico nonché oneroso la realizzazione di una notevole quantità di sondaggi per ottenere un andamento attendibile della rete di cavità; inoltre in tal modo non si ottengono informazioni circa la larghezza delle cavità, lo stato fisico delle pareti degli ipogei e le evoluzioni tensionali in atto.

Un altro metodo è quello per **carotaggio continuo** che consente sia di prelevare campioni di terreno, per poter ricostruire l'andamento stratigrafico del sottosuolo e per prove di laboratorio, sia di attestare la presenza di cavità e quindi valutarne la loro entità.



Tecniche di esplorazione mediante perforazione

6.9 Valutazione del rischio di collasso

Per la definizione del rischio occorre avere informazioni concernenti tre elementi: la *pericolosità* (P) ovvero la probabilità che un evento di una data intensità si verifica in un sito ben individuato con un assegnato tempo di ritorno (t); il *valore esposto* (E) rappresentato dalle persone e dai beni ubicati all'interno delle aree a rischio (popolazione, edifici, infrastrutture, beni storici ed archeologici, ambienti naturali ed ecosistemi e falde idriche); la *vulnerabilità* (V) ossia l'attitudine dei valori esposti a subire un danno; essa può variare da 0 (nessun danno) ad 1 (perdita totale). Il *rischio* (R) quindi è dato dal seguente prodotto:

$$R = P \cdot E \cdot V \quad (1)$$

Il prodotto tra il valore esposto E e la vulnerabilità V è definito con il termine di *danno* (D), per cui il rischio può essere riscritto come:

$$R = P \cdot D \quad (2)$$

Nel caso del rischio sismico, vulcanico, di inondazione sono possibili valutazioni probabilistiche derivanti dalla analisi di serie storiche di dati relativi, nel caso della valutazione della pericolosità conseguente al crollo di una cavità sotterranea non è possibile eseguire valutazioni sui tempi di ritorno e quindi valutazioni probabilistiche sul verificarsi dell'evento in un determinato tempo t . Pertanto, nel caso di rischio connesso alla presenza di cavità ipogee tale problema può essere superato se si passa dal concetto di pericolosità a quello di “*suscettibilità*” dove non è presente alcun termine probabilistico. La suscettibilità al crollo coincide con il rischio assoluto che in un'area in un determinato periodo di tempo si determini una voragine; pertanto nelle aree dove sono presenti cavità ipogee è possibile definire una maggiore o minore *propensione* al verificarsi

di una voragine e/o subsidenza per il crollo di una cavità sottostante. È possibile individuare situazioni di maggiore o minore suscettibilità, attraverso l'analisi di una serie di indicatori su cui basare una zonizzazione del territorio ed individuare le aree con maggiore potenzialità di crollo (maggiore pericolo) su cui operare con immediati interventi di risanamento.

Gli indicatori utilizzati per individuare e definire la suscettibilità allo sprofondamento legato al crollo di una cavità sono: il numero di cavità già censite, la geologia, la litologia, la stratigrafia, l'idrogeologia, la profondità della calotta, le dimensioni planimetriche caveali, il rapporto tra altezza e larghezza dei pilastri, il rapporto tra profondità e larghezza della cavità e sua tipologia, le caratteristiche fisico-meccaniche dei terreni, lo stato tensionale ed evolutivo delle gallerie, la presenza di strutture di sostegno in sotterraneo, le reti idriche e fognarie e la presenza di sovraccarichi.

Nell'area napoletana, tali indicatori sono stati acquisiti solo per una piccola parte delle cavità censite e/o rilevate in passato poiché in molti Comuni investigati non esiste uno studio sistematico ed in altri lo studio si limita ad un elenco dell'ubicazione delle cavità. Tale problema doveva essere in parte risolto con la seconda Convenzione sulle cavità poiché i professionisti incaricati dalla Provincia per il reperimento dei dati dovevano occuparsi anche del rilevamento di buona parte delle cavità ritrovate. Purtroppo molte cavità non sono risultate accessibili a causa del crollo delle discenderie od occlusione dei pozzi di accesso o perché l'accesso è stato vietato da parte dei proprietari. Da tale stato di cose la zonizzazione del territorio in diverse classi di pericolo si è dovuto basare principalmente sui seguenti indicatori: concentrazione delle cavità, tipologia, idrogeologia e geologia.

La quantità e la qualità dei dati acquisiti sulle cavità, se pur non esaustivi, permettono comunque di tracciare delle linee guida relativamente ai problemi di previsione e prevenzione del pericolo di crollo di cavità sotterranee attraverso l'individuazione delle aree esposte a voragine e la suddivisione di tali aree in zone a diverso grado di esposizione al pericolo.

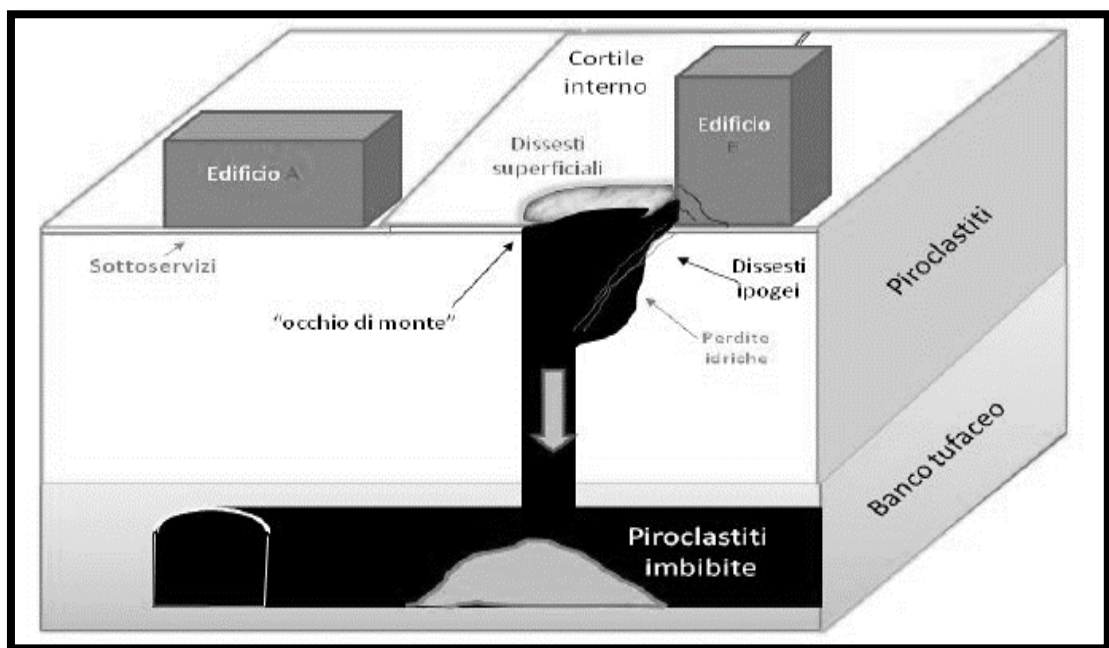
Ciò non toglie che si è giunti ad un punto dell'indagine in cui una migliore conoscenza dello stato delle cavità non può avvenire che attraverso il loro rilevamento di cui è nota l'ubicazione ed il ritrovamento della memoria storica circa la loro ubicazione.

6.10 Scenari di rischio

La presenza di una miriade di cavità e di occhi di monte rappresentano un pericolo potenziale che molto spesso si traduce in dissesti, crolli e voragini. Tali forme di dissesto sono per lo più legate ad infiltrazioni e perdite delle reti idriche in pressione e fognarie, che imbibendo le piroclastiti sciolte, confluiscono verso le vie di minore resistenza idraulica, rappresentate dagli occhi di monte dando origine a processi erosivi che ampliano progressivamente il foro, cui fa seguito

generalmente il collasso delle volte delle cavità sottostanti e la formazione di ampie voragini ad imbuto che giungono sino alla superficie.

Nel dopoguerra, il sottosuolo di Casalnuovo, prevalentemente utilizzato per la conservazione di derrate alimentari, fu abbandonato, e nei successivi decenni ne fu in molti casi dato l'avvio ad un uso improprio, utilizzando le cavità come discariche di materiali di risulta, o come negli ultimi anni, con i detriti provenienti dalla demolizione dei vecchi fabbricati posti a ridosso delle stesse. Tutto ciò ha fatto sì che il 50% delle cavità (ma nella realtà le stime sono ben peggiori), risultano oggi obliterate ed ormai inaccessibili, rendendo impossibile qualsiasi sopralluogo o intervento di manutenzione.



Fase finale di un dissesto dovuto a "occhi di monte"

È difficile parlare in termini generali di problemi geotecnici di fondazione di strutture in presenza di cavità, siano esse naturali od artificiali, nel sottosuolo. Questo in quanto ogni situazione risulta fortemente differente dall'altra per i caratteri delle cavità stesse, per la situazione stratigrafica dei terreni, per la tipologia ed esigenze del manufatto da fondare. In linea del tutto teorica, non si pongono comunque grandi problemi concettuali, avendo a disposizione diverse possibili ed affidabili tecniche di intervento alcune delle quali ben collaudate. Nelle situazioni reali tuttavia, la estrema delicatezza del problema deriva da diversi fattori contingenti che vanno attentamente valutati e dalla capacità di adattare le possibili soluzioni.

6.11 Tecniche di intervento

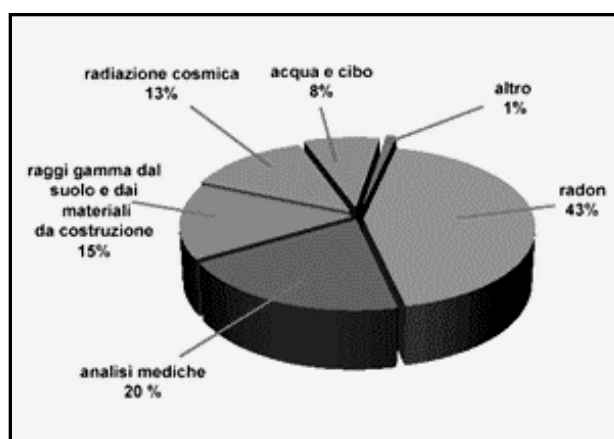
Esistono diverse possibili tecniche di intervento che consistono in:

- **Rimozione preventiva:** un primo criterio consiste nel rimuovere preventivamente la fascia di terreni interessata dalle cavità. Ciò risulterà praticamente possibile nel caso di spessori dei terreni interessati relativamente modesti e, soprattutto, dall'assenza di vincoli e condizionamenti al contorno.
- **Fondazioni profonde:** è una delle soluzioni più diffuse e facilmente praticabili. In questo modo, com'è noto, con le fondazioni profonde, ad esempio su pali, il problema viene superato trasferendo i carichi al di sotto delle cavità. La delicatezza dell'intervento è legata ad aspetti costruttivi, evitando per quanto possibile di sovraccaricare le volte delle cavità. Questo viene generalmente risolto "incamiciando" opportunamente tutta la parte superiore dei pali.
- **Riempimento delle cavità:** questa soluzione, apparentemente semplice ed intuitiva, presenta delicati problemi di congruenza e continuità con i terreni preesistenti e quindi di scelta dei materiali di riempimento. Interessanti sviluppi derivano dall'impiego di materiali artificiali innovativi.
- **Interventi di consolidamento:** consistono in interventi sistematici di sostegno delle volte, di rinforzo di colonne e pilastri e di consolidamento dei terreni intorno alle cavità può risultare utile ed efficace, se non altro come intervento preventivo o complementare ad altri.

Dalla sommaria elencazione delle possibili tipologie di intervento risulta evidente che la scelta della migliore soluzione da adottare dipende essenzialmente da due fattori. Il primo è legato ad una accurata individuazione e delimitazione delle cavità. La seconda da una accurata e significativa caratterizzazione geotecnica e strutturale dei terreni interessati. Decisivo, in un progetto di fondazione, è il cosiddetto "*effetto scala*". Dal rapporto geometrico tra dimensioni del corpo di carico ed estensione delle cavità dipende essenzialmente l'entità del problema - fino alla stessa fattibilità dell'intervento - e la scelta della migliore soluzione progettuale. Un'ultima notazione riguarda infine l'esigenza che in ogni caso un progetto deve contenere sempre una certa flessibilità, con possibilità di apportare ad esso modifiche ed integrazioni. Per quanto preventivamente studiata, ogni situazione può presentare incognite e particolarità tali da imporre degli aggiustamenti in corso d'opera.

7. IL RISCHIO RADON NEL SOTTOSUOLO E NEI MATERIALI DA COSTRUZIONE

Il radon è un gas nobile rappresentato sulla tavola periodica degli elementi con il simbolo Rn; è l'unico gas naturale radioattivo, incolore ed inodore nonché il gas nobile più pesante. Esso si forma dal decadimento alfa del Radio che, a sua volta, proviene dal decadimento dell'Uranio e del Torio. Esistono **3 isotopi** del radon: l'Rn-222 derivante dall'isotopo radioattivo Uranio 238 (vedi Figura successiva); l'Rn-219 (*actinon*) derivante anch'esso dall'Uranio 235; l'Rn-220 (*thoron*) derivante dal Torio (Th232). Il più importante e pericoloso per la salute è l'**isotopo Rn-222** che decade con un tempo di dimezzamento pari a 3,82 giorni. Questo isotopo, avendo un tempo di dimezzamento relativamente lungo, è l'unico che riesce a risalire in superficie dal sottosuolo allo stato gassoso, rappresentando un rischio per l'uomo. Esso è estremamente cancerogeno, tossico, incolore, insapore e inodore; inoltre, non reagisce con nessun altro elemento chimico tendendo a disperdersi nell'aria.



Componenti della radioattività naturale

Il radon è considerato come la seconda causa di morte per tumore polmonare, dopo il fumo di sigarette. Le principali caratteristiche chimico-fisiche dell'Rn-222 sono: il Numero di massa (222), il Numero atomico (86), la Densità: (9,72 g/l), il Punto di fusione: (-61,8 °C) e l'Energia del decadimento: $\alpha = 5,5$ MegaelettronVolt (MeV). 1 MeV = 1 milione di elettronVolt. Il prodotto del decadimento dell'RN222 è il Polonio (Po-218).

L'unità di misura della concentrazione di Rn-222 in aria è il Becquerel/m³ (Bq/m³). Il Becquerel indica i decadimenti di radon che avvengono in un secondo ed è un'unità di misura riconosciuta nel Sistema Internazionale (SI). Essa deve il suo nome al premio Nobel Antoine Henri Becquerel, pioniere della radioattività.

Il Radon, come già detto è un gas inodore e incolore e dunque i suoi effetti non sono percepibili dai sensi umani. La sua variabilità nell'ambiente, e soprattutto nel tempo, rende necessario

l'utilizzo di **strumentazioni** che possano fornire misure di concentrazioni medie. Per la misura della concentrazione in radon si usano **strumenti passivi** e **misurazioni dirette**.

Gli strumenti passivi sono i **dosimetri**, ovvero dei contenitori al cui interno è presente un materiale sensibile al radon che vengono posizionati in sospensione o su una superficie non esalante per un periodo che può variare da alcuni giorni fino ad un massimo di qualche mese. Dopo il periodo di esposizione, si procede alla misura in laboratorio della concentrazione media in relazione al tempo di esposizione del dosimetro.

La **misura attiva** è una rilevazione speditiva della concentrazione del gas e si basa sull'uso di rilevatori continui costituiti da dispositivi elettrici capaci di registrare, ad intervalli di tempo orari, la presenza di radon. Sono molto costose ma, a differenza dei dosimetri, permettono di avere risultati in tempi molto brevi anche se con una minore precisione.

Il **suolo** è la principale fonte di radon che, filtrando attraverso di esso, si disperde nell'atmosfera per "effetto camino", causato dalla differenza di pressione tra ambiente interno (sottosuolo) ed esterno (aria). Questo gas penetrando negli edifici, diviene **radon indoor**. Il gas, dopo aver raggiunto le fondazioni, comincia a diffondersi nelle microfratture delle pareti e attraverso le utenze domestiche (principalmente attraverso le tubazioni) riuscendo ad attraversare anche elementi strutturali, quali solai in legno e muri in pietra. Molte volte anche l'impiego di alcuni materiali da costruzione, quali il tufo, le lave ed alcuni graniti, può rappresentare una via preferenziale per l'esposizione al radon.

Anche i **fattori climatici** influiscono sulla diffusione del radon. Ad esempio, si è osservato che in Alto Adige la concentrazione di radon aumenta negli edifici quando il **terreno ghiaccia**. Ciò è verosimilmente dovuto al fatto che il ghiaccio costituisce un ostacolo per la fuoriuscita del gas dal terreno che, risalendo nel sottosuolo delle fondazioni non ghiacciate aumenta sensibilmente la sua concentrazione. Anche il **vento** può far variare la concentrazione del gas. Infatti le correnti d'aria influiscono sulla variazione di radon, in funzione della tenuta e posizione di finestre e balconi e dell'isolamento dell'edificio. Generalmente, in inverno le concentrazioni sono più elevate rispetto alla stagione estiva, sebbene la variabilità possa essere più elevata.

Il radon è soggetto anche a intensi **fenomeni di trasporto** da parte dei fluidi (acqua) e in presenza di rocce fratturate, molto permeabili, si registrano concentrazioni più elevate mentre nei terreni di natura alluvionale, compatti, si rilevano concentrazioni più basse. Le zone in prossimità di fratture e faglie sono solitamente caratterizzate da concentrazioni elevate di radon da decadimento dell'uranio in quanto esso facilmente è libero di diffondersi nell'aria. Mentre nel suolo le concentrazioni di radon possono essere molto elevate (anche fino a diversi Bq/m³), all'aperto il gas si disperde rapidamente (normalmente la concentrazione di **radon outdoor** è circa 10 Bq/m³).

La quantità di gas presente in una roccia dipende dal tipo e proprietà della roccia stessa. In linea generale in un terreno ghiaioso oppure molto fratturato la diffusione del radon è facilitata dalla presenza dei pori o di vuoti beanti lungo le discontinuità, mentre, al contrario, in uno strato argilloso la bassa permeabilità rappresenta un ostacolo al passaggio del gas. Il carsismo, causando la solubilizzazione della roccia carbonatica, facilita la migrazione del gas mentre la presenza di acqua nei pori dei materiali argillosi ne ostacola la circolazione.

La quantità di radon in una roccia dipende intimamente dal contenuto originario di uranio e radio, la cui presenza è molto variabile poiché influenzata dalle modalità e dal luogo di formazione della roccia stessa. In generale la concentrazione di uranio e radio in una roccia è compresa tra i 0,5 e 5 mg/kg, ma è stato accertato che si possono avere talora valori di gran lunga maggiori.

Le concentrazioni di radionuclidi uranio, torio e radio (diretto progenitore del Rn-222), abbondanti nei **litotipi magmatici**, sono un parametro fondamentale per accertare la presenza del radon. Uno studio dell'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV), effettuato all'Etna, ha dimostrato che nelle rocce magmatiche, la concentrazione dei radionuclidi sopra descritti è molto alta. I sensori distribuiti su diverse aree del vulcano hanno registrato concentrazioni medie annue superiori ai 100 Bq/m³, con picchi superiori a 300 Bq/m³.

Invece nelle **rocce sedimentarie** questi radionuclidi possono essere meno abbondanti in quanto in esse si instaurano fenomeni chimici di alterazione che ne modificano la concentrazione. L'alterazione, in generale, può causare arricchimenti o impoverimenti del radio rispetto all'uranio e al torio producendo di fatto uno squilibrio radioattivo.

Da un punto di vista pratico, per la definizione del pericolo potenziale di **radon geogenico** (ovvero generato dalle rocce) alcuni lavori internazionali hanno proposto la valutazione di due fattori relativi alla geologia: la *potenziale concentrazione* di Rn presente nei terreni e la *permeabilità* ai gas del terreno stesso.

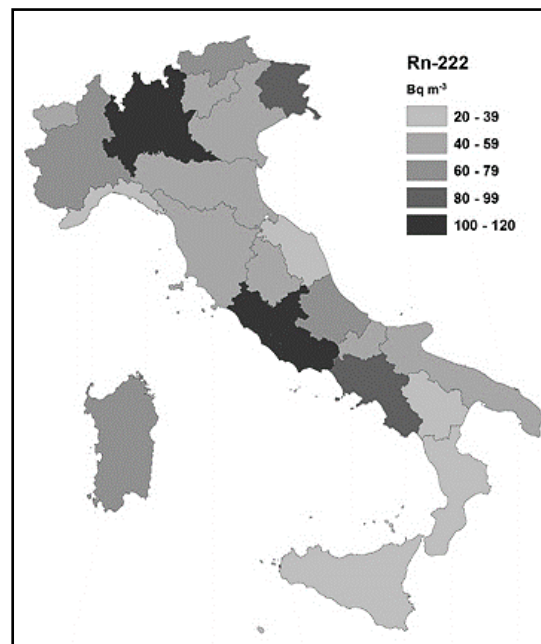
Secondo recenti studi, il quantitativo di radon indoor imputabile al suolo è circa il 60% mentre l'aliquota imputabile ai materiali edili è circa il 20%; tali valori percentuali sono stati ottenuti tramite l'uso di modelli matematici con l'ipotesi che il valore medio di radioattività dei materiali si aggiri intorno i 50 Bq/kg.

Tutti i materiali utilizzati nell'edilizia, provenienti da rocce, contengono i radionuclidi primordiali. Alcuni di essi possono fungere sia da sorgenti che da produttori di radon; tra i più pericolosi si segnalano il tufo vulcanico, il basalto e il granito; stesso discorso vale anche per le pietre ornamentali.

In alcuni Paesi l'importazione e l'impiego di tali materiali deve essere sempre accompagnato da Certificazioni che si ottengono proprio mediante la misura di Uranio, Radio e Torio, ma anche del Potassio (K-40).

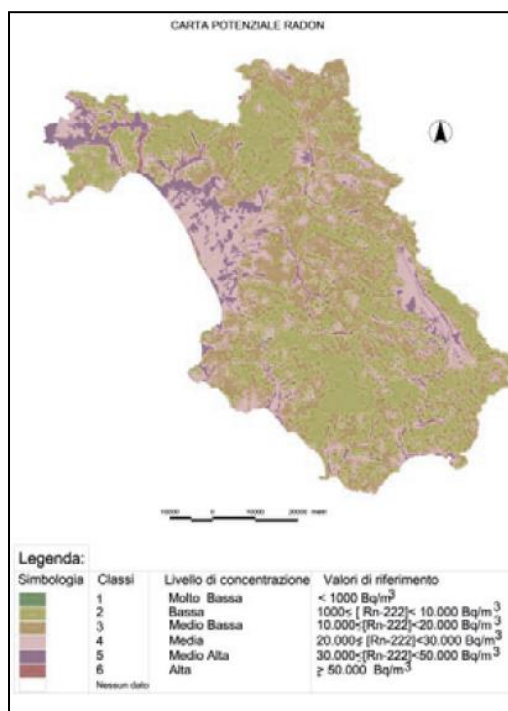
7.1 Il rischio radon in Italia

Negli ultimi anni del secolo scorso anche in Italia si è enfatizzato l'importanza del rischio radon sia indoor che outdoor. In Italia, si intrapresero le prime misurazioni di radon *indoor* nelle abitazioni a livello nazionale nel 1989, attraverso uno studio durato 8 anni, a cura dell'ISS (Istituto Superiore di Sanità) e dell'APAT (Agenzia per la Protezione per l'Ambiente e per i Servizi Tecnici). Grazie a questo studio, si è potuto accertare che il valore medio di concentrazione si attesta intorno ai 70 Bq/m³. A livello regionale però la concentrazione di radon è variabile in funzione della variabilità delle caratteristiche geologiche dei terreni affioranti. La concentrazione media regionale più alta si è registrata in Lazio e in Lombardia mentre quella più bassa in Calabria e Sicilia (vedi figura successiva).



Livelli medi di radon indoor per Regione

La **Regione Campania** ha attivato nel corso degli anni numerose attività di monitoraggio per definire il pericolo del radon su tutto il territorio regionale. Mediante un approccio basato sull'analisi geologica su area vasta del territorio e sullo studio della stratigrafia locale, l'ARPAC (Agenzia regionale per la protezione ambientale della Campania) ha allestito una mappa del rischio potenziale da radon (*Radon Potential Map*), un estratto della quale riporta la situazione per la Provincia di Salerno (vedi figura successiva).



Carta delle Radon prone areas della Provincia di Salerno

La mappa è ottenuta considerando i 6 Complessi litologici affioranti (Carbonatico, Terrigeno arenaceo, Terrigeno argilloso-marnoso, Terrigeno conglomeratico, Terreni Clastici e Terreni Vulcanici) per ciascuno dei quali si riporta la concentrazione di radon e gli indici statistici medi e deviazione standard (vedi tabella successiva).

CODICE	SISTEMI LITOLOGICI	CONCENTRAZIONE RADON (Bq/m ³)	MEDIA ARITMETICA (Bq/m ³)	SD (Bq/m ³)	MEDIA GEOMETRICA (Bq/m ³)
1	Carbonatico	2.200-22.300	10.666,67	6.699	8.664,92
2	Terrigeno Arenaceo	20.300-35.000	27.650	10.394,47	26.655,21
3	Terrigeno Argilloso Marnoso	29.000-30.000	29.500	707,11	29.495,76
4	Terrigeno Conclomeratico	Assente	Assente	Assente	Assente
5	Clastico	1.000-31.000	15.450	16.273,0	18.515,3
6	Vulcanico	16.300-36.000	28.733	10.818,7	27.095,5

Correlazioni tra sistemi litologici, concentrazione radon e indici statistici

7.2 Il Quadro normativo italiano

In Italia il primo intervento legislativo risale al 1995 attraverso l’emanazione del D.Lgs 230/95, poi inglobato definitivamente nel D.Lgs 241/2000, entrato in vigore nel 2001. Quest’ultimo decreto prevede l’obbligo da parte dei proprietari ed imprenditori di misurare la concentrazione del gas nei locali sotterranei frequentati da lavoratori; se queste concentrazioni dovessero superare i 500 Bq/m^3 allora bisognerà agire attraverso interventi di bonifica.

Il Decreto legislativo n. 241/2000 tratta dell’esposizione del radon negli edifici scolastici e in qualsiasi luogo di lavoro che vengono classificati in:

- a) attività in luoghi di lavoro sotterranei (compresi tunnel, sottovie e grotte),
- b) attività in cui sono presenti alte concentrazioni di radon,
- c) attività in cui si utilizzano materiali che contengono radionuclidi naturali,
- d) attività che producono rifiuti contenenti radionuclidi naturali,
- e) attività termali e miniere non uranifere,
- f) attività nell’industria aerospaziale.

Se le misure rilevano concentrazioni in radon superiori ai 500 Bq/m^3 bisognerà comunicare l’esito all’Agenzia Regionale per la Protezione Ambientale (ARPA) oppure al Servizio Sanitario Nazionale competente e adottare azioni di intervento, entro 36 mesi dalla rilevazione.

Nel 2008 è stato emanato il D.Lgs 81/2008, che regola la posizione dei datori di lavoro; questi, devono produrre una valutazione del rischio radon negli ambienti di competenza al fine di avere un certificato di conformità.

Il 24 settembre 2018 il Consiglio Regionale della Regione Campania ha pubblicato una disposizione legislativa denominata “*Norme in materia di riduzione dalle esposizione alla radioattività naturale derivante dal gas radon in ambiente confinato chiuso*”. In altre Regioni italiane la legislazione in materia ha cominciato a prendere forma sul finire degli anni ‘90. La provincia autonoma di Bolzano nel 1998 ha inserito regole sul radon nella regolamentazione edilizia; quattro anni dopo la Regione Veneto ha deliberato come valore soglia 200 Bq/m^3 , superato il quale bisogna intraprendere azioni di bonifica.

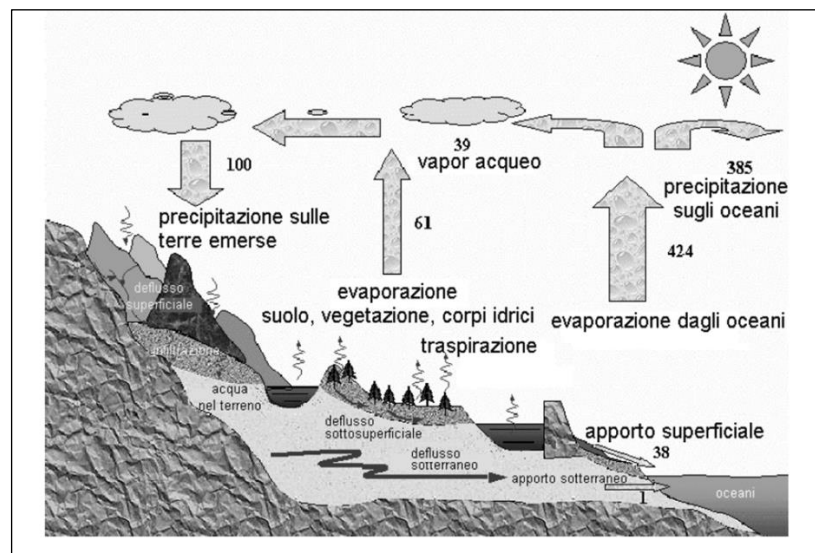
8. LE ACQUE SOTTERRANEE

Dando per già acquisiti i principi basilari dell'Idrogeologia, già trattati nel corso di Geologia applicata (vedi), in questo capitolo verranno illustrate le principali componenti del ciclo dell'acqua, la circolazione delle acque nei mezzi porosi e fessurati, nonché la determinazione della permeabilità mediante prove in sito.

8.1 Il ciclo dell'acqua

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, mappe delle piogge.

Il *pluviometro* è costituito da un serbatoio cilindrico fornito di un coperchio che ha lo scopo di evitare l'evaporazione della pioggia. Sul fondo del serbatoio è collocato un rubinetto di scarico per la misura della quantità d'acqua raccolta. Dividendo il volume della precipitazione raccolta (V_p) per l'area della bocca del cilindro (A) si ottiene l'altezza d'acqua (Ph).

Posto, ad esempio, $A = 1000 \text{ cm}^2$, se V_p è pari ad 1 litro (1000 cm^3) la pioggia raccolta sarà pari a 1 cm. L'altezza d'acqua raccolta nelle 24 ore viene attribuita al giorno stesso della misura, detto *giorno piovoso* se è stata rilevata un'altezza d'acqua uguale o superiore ad 1 mm.



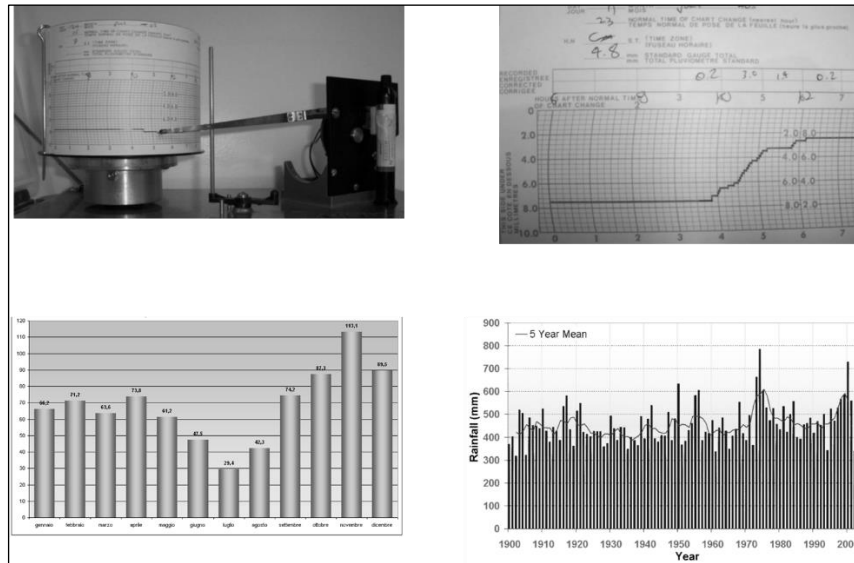
Pluviometro totalizzatore

Il *pluviografo* registratore a vaschetta oscillante, invece, è costituito da due vaschette che vengono alternativamente riempite d'acqua, provocando l'oscillazione di un bilanciere. Esso trasmette il moto ad un pennino scrivente che striscia su carta diagrammata, posta su un tamburo ruotante. Il moto del tamburo è dato da un orologio a carica settimanale.

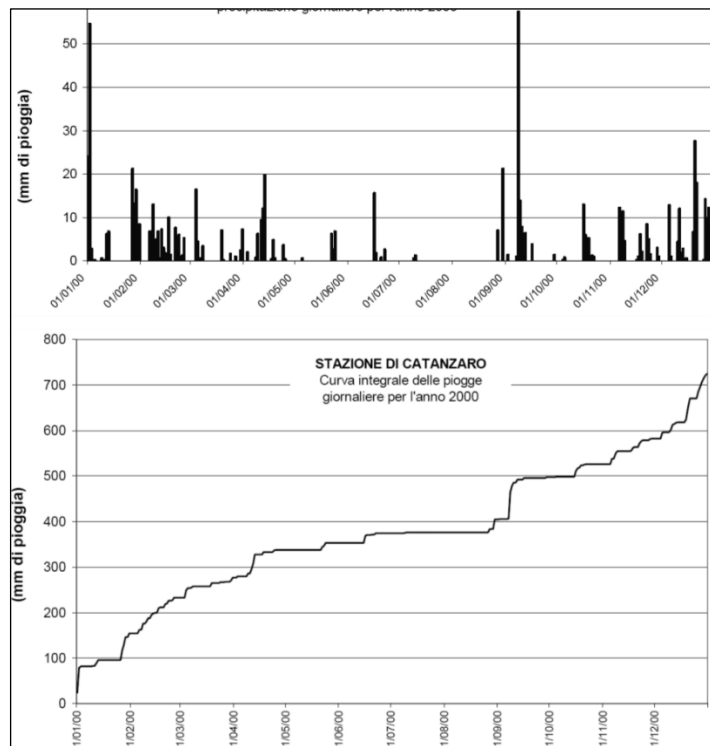


Pluviografo registratore a vaschette

I dati pluviometrici raccolti possono essere variamente rappresentati mediante istogrammi e grafici che rappresentano i dati di pioggia giornalieri, mensili, annuali registrati nelle stazioni di misura distribuite sul territorio.



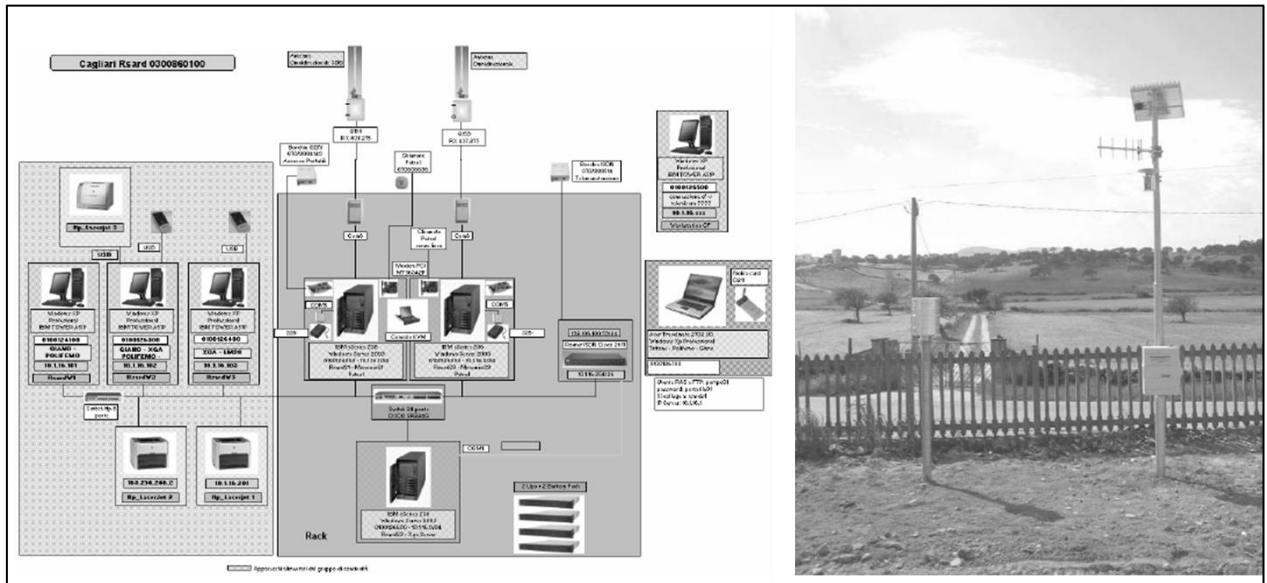
Rappresentazione dei dati di pioggia. In alto la strisciata su carta millimetrata; in basso, rappresentazione mediante istogrammi delle piogge medie mensili ed annuali



In alto, istogramma delle piogge giornaliere registrate in un periodo piovoso; in basso, curva cumulata.

Sempre più spesso, si ricorre a sensori che acquisiscono, elaborano ed inviano i dati pluviometrici, insieme con quelli di temperatura, barometrici, direzione e forza del vento, ecc., tramite *modem*,

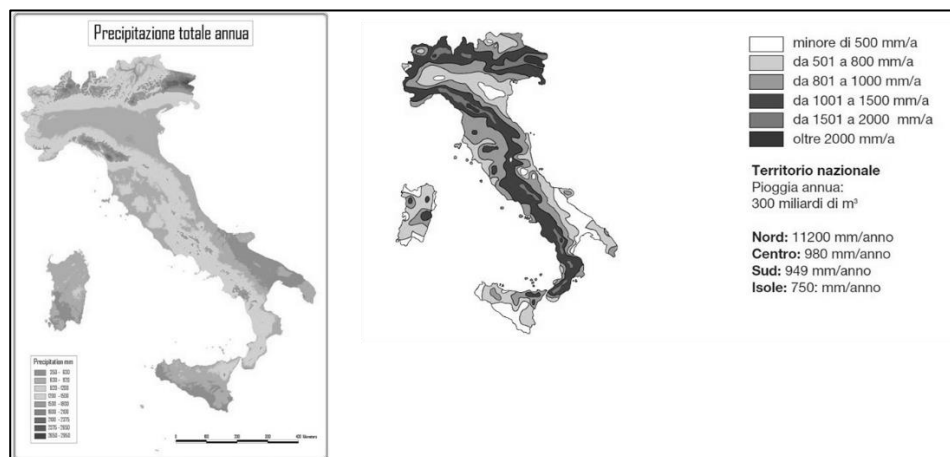
satellite, GPS, ad unità centrali di acquisizione posizionate anche a diversi chilometri di distanza. I dati vengono elaborati in tempo reale e resi facilmente accessibili anche via internet.



Centralina di acquisizione dati e schema di trasmissione via modem ad una unità centrale di elaborazione.

Il *Centro funzionale multirischi* della Protezione civile della Regione Campania (<http://centrofunzionale.regione.campania.it/#/pages/dashboard>) mette a disposizione i dati idrometrici, pluviometrici, termometrici registrati giornalmente in numerose stazioni distribuite sul tutto il territorio regionale ed aree limitrofe, nonché dati di archivio pluriennali insieme con bollettini ed avvisi di allerta meteo.

In base ai dati pluviometrici raccolti, su base pluriennale, è possibile ricostruire mappe delle precipitazioni e riconoscere i regimi pluviometrici caratteristici delle diverse regioni. L'Italia, ad esempio, è caratterizzata da un regime pluviometrico prevalente di *tipo marittimo*, caratterizzato cioè da un periodo di piena tra ottobre e marzo con massimi in novembre e dicembre e un periodo di magra tra aprile e settembre con minimi in luglio ed agosto.



Mappa delle precipitazioni medie annue per l'Italia, ricostruita su base trentennale.

A scala locale, si possono riconoscere altri regimi, quali quelli continentale e sub-litoraneo (sottotipi appenninico ed alpino) o insulare, tipici delle regioni alpine, della catena appenninica e delle isole maggiori.

Elaborazione dei dati di precipitazione e mappe

Nel caso di bilancio idrologico annuo, per ogni stazione si calcola il totale (in mm) di pioggia caduta. Se ci riferiamo a più anni (es. 30 anni) si calcolano i dati medi mensili ed i relativi totali dell'intero periodo di riferimento. Per interpolare i dati su più stazioni distribuite sul territorio (es. un bacino idrografico) si possono usare:

- Il metodo della *media aritmetica*: si esegue una semplice media delle precipitazioni annue misurate ai pluviometri):

$$Lm = (P1 + P2 + \dots + Pn) / n$$

con n = numero pluviometri e Pn (in mm/a).

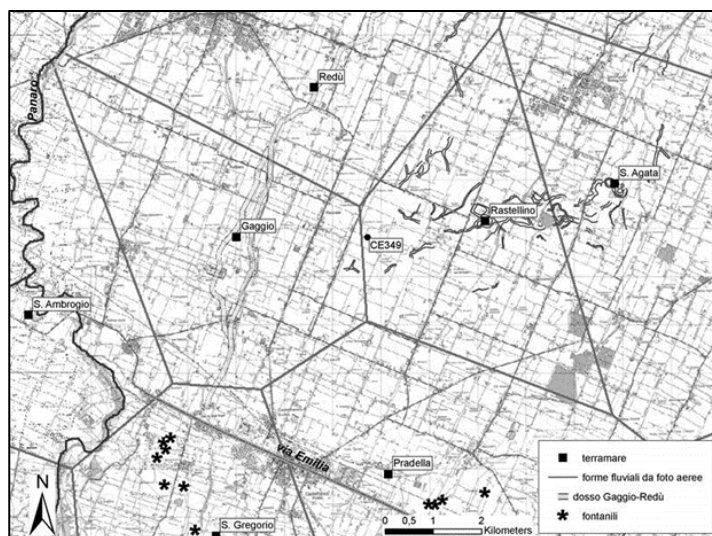
Il volume d'acqua caduto (in m³/a), sarà dato da:

$$Pv = Lm \times A$$

con A = area del bacino (in m²)

Il metodo è valido se l'area è caratterizzata da condizioni morfologiche e di esposizione omogenee e se le stazioni sono distribuite in maniera equilibrata.

- Il metodo dei *topoi* di Thiessen: consiste nel definire graficamente le aree di influenza dei singoli pluviometri. I topoi vengono costruiti ubicando su carta i pluviometri. I punti rappresentativi vengono uniti con segmenti e poi dal punto di mezzieria di questi ultimi e perpendicolarmente ad essi, vengono tracciati altri segmenti che danno origine al reticolo di Thiessen.



Costruzione dei topoi di Thiessen su base topografica

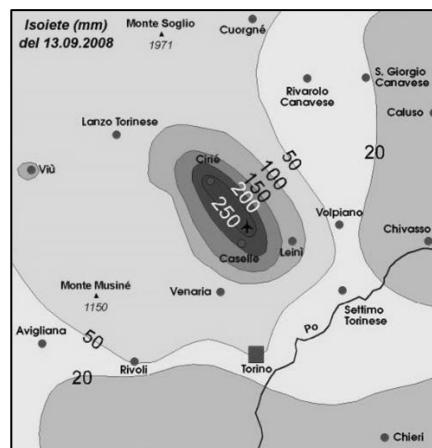
Ogni poligono rappresenta la presunta area di influenza del pluviometro in esso contenuto. La lama media d'acqua (L_m) riferita a tutto il dominio idrologico è data da:

$$L_m = (P_1 \times A_1/A_t) + (P_2 \times A_2/A_t) + \dots + (P_n \times A_n/A_t)$$

dove: P_1, P_2, \dots, P_n = altezze di pioggia misurate ai pluviometri (mm/a); A_1, A_2, \dots, A_n = aree (in km^2) dei singoli topoi o delle parti di essi ricadenti nell'area di studio (generalmente il bacino idrografico delimitato dallo spartiacque superficiale); A_t = area totale.

Questo metodo si può adoperare nel caso in cui la distribuzione dei pluviometri è tale da consentire un miglioramento del grado di approssimazione dei calcoli.

- Il metodo delle *isoiete*: consiste nell'interpolare le altezze di pioggia misurate ai pluviometri, ammettendo che lungo l'allineamento tra due pluviometri contigui esse varino linearmente. Il criterio è analogo a quello per la costruzione delle isoipse (vedi). Si misurano poi le aree comprese tra isoiete contigue (A_p) e si assegna loro una piovosità pari alla media dei valori indicati dalle due curve stesse (P_m) e si calcola la lama d'acqua come somma dei prodotti parziali delle singole aree.



Esempio di carta delle isoiete

Se la rete dei pluviometri è sufficientemente fitta, questo metodo fornisce un'approssimazione di calcolo migliore.

I metodi di cui sopra si possono utilizzare se la morfologia non è molto accidentata. Nelle aree montuose, invece, occorre tener conto della quota dei singoli pluviometri. Infatti esiste una relazione leggermente lineare che lega la piovosità all'altitudine. Tale legge varia di norma da bacino a bacino e, in uno stesso bacino, da un versante all'altro (esposizione ai venti dominanti). L'interpolazione dei punti sperimentali viene di solito eseguita mediante l'analisi di regressione con il *metodo dei minimi quadrati*. Si calcola una retta tale che la somma dei quadrati delle deviazioni della piovosità dalla linea stessa assuma il valore minimo:

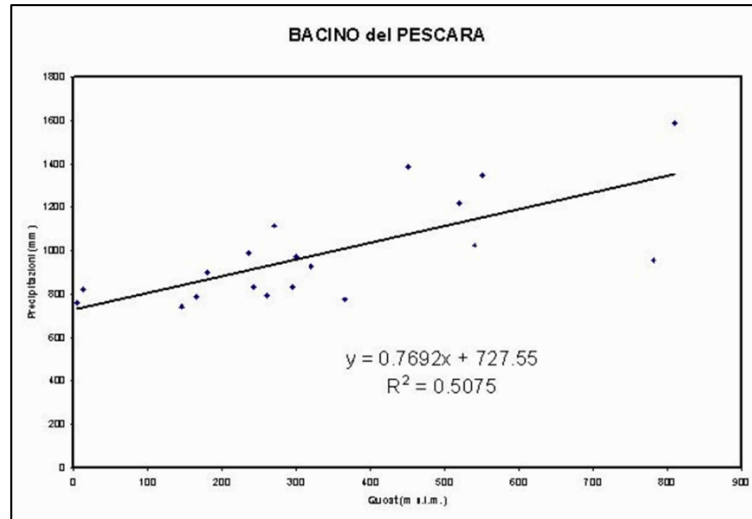
$$\sum_{i=1}^n (y_x - y_i)^2$$

dove: y_x = altezza stimata delle piogge in corrispondenza dell'altitudine x_i ; y_i = altezza misurata delle piogge in corrispondenza del pluviometro i -esimo posto a quota x_i .

Pertanto detta y la variabile dipendente (la pioggia) ed x quella indipendente (la quota), si ottiene:

$$y_i = b_0 + b_1 x_i$$

dove: y_x = altezza stimata delle piogge in corrispondenza dell'altitudine x_i ; y_i = altezza misurata delle piogge in corrispondenza del pluviometro i -esimo posto a quota x_i ; b_0 = coordinate all'origine della retta; b_1 = coefficiente angolare della retta.



Esempio di retta di regressione piovosità – quota, relativa ad alcuni pluviometri del bacino idrografico del Pescara.

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.



Esempio di evaporimetri

L' evaporimetro consiste in una vasca a sponde verticali piena d'acqua, che va posta su un prato o su un terreno inerbito, lontano da ostacoli che influiscono sul vento o aree che influenzino la temperatura o l'umidità o da ostacoli che la possano ombreggiare. L'atmosfera che fa evaporare l'acqua dal terreno e dalle foglie, farà anche evaporare l'acqua contenuta nella vasca. Dalla misura del livello dell'acqua, effettuata tutti i giorni, misuriamo di quanto è calata l'acqua nell'evaporimetro, (la misura sarà in millimetri d'acqua persa al giorno “mm/giorno”).

L'evapotraspirazione (E_r) si può stimare anche mediante diverse formule empiriche tra le quali si cita la *formula di Visentini* (1938):

$$E_r = 26 T_m - 87 W_m + 28 (80 \div 100 U_r)$$

dove: T_m = temperatura media annua dell'aria (in °C); W_m = velocità media annua del vento (in Km/ora); U_r = umidità relativa media annua (in %).

In mancanza di dati sulla velocità del vento, la formula si semplifica in:

$$E_r = 75 T_m \text{ (per altezze fino a 200 m s.l.m.)}; E_r = 90 T_m \text{ (per altitudini tra 200 e 500 m s.l.m.)}; E_r = 90 T_m + 300 \text{ (per altitudini superiori a 500 m s.l.m.)}$$

Anche l'evapotraspirazione è legata all'altitudine mediante una legge di variazione lineare, dal momento che al crescere della quota diminuisce la temperatura media.

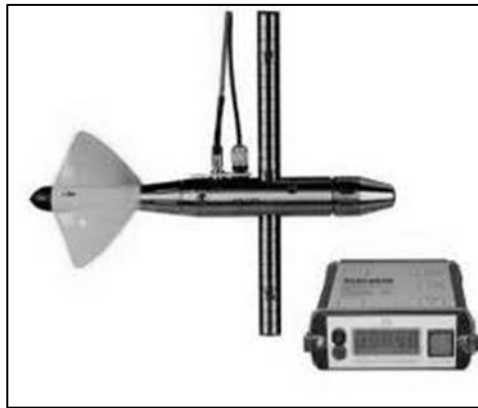
Il deflusso superficiale

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 (ruscellamento - R) 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*” di cui sia nota esattamente la geometria. 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 .

Il metodo più semplice, per la misura della portata di un corso d'acqua, consiste nell'uso del *mulinello idrometrico*, costituito da un corpo fisso con forma aerodinamica e da un'elica molto sensibile. Il mulinello consente di ricavare il valore della portata del fiume poiché essa è collegata alla velocità di rotazione delle pale, noto il tirante idrico, secondo opportune “curve di taratura”.



Mulinello idrometrico ed unità di acquisizione.

La relazione che lega la velocità della corrente (v) al numero di giri al secondo (n) dell'elica è del tipo:

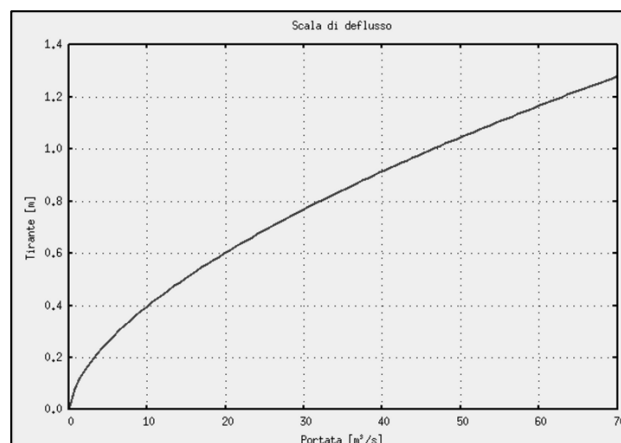
$$v = (\alpha n) + (\beta n) + \gamma$$

dove: α = passo geometrico dell'elica; β e γ = coefficienti che tengono conto degli attriti.

Ponendo in diagramma le diverse coppie di valori v ed n rilevati, si ottiene una relazione lineare detta *equazione di taratura* con la quale si calcola la velocità della corrente in m/s :

$$v = A n + B$$

dove: A = coefficiente angolare della retta; B = intercetta della retta sull'asse delle velocità.



Relazione tra tirante idrico (m) e portata (m^3/s) di un corso d'acqua

Una volta nota la velocità media della corrente (a seguito di diverse misure in più punti del fiume), la portata si ricava dal prodotto della velocità media (vm) per l'area della sezione di misura (m^2).

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*".

8.2 Il Bilancio idrogeologico

Per bilancio idrogeologico di un'area (di solito, un bacino idrografico), della quale si voglia valutare le risorse idriche sotterranee, in media annua, si intende il calcolo analitico dei singoli parametri sopra descritti, attraverso l'espressione seguente:

$$P = E_r + R + I$$

dove: P =quantitativi d'acqua di precipitazione (in mm/a); E_r =quantitativi d'acqua di evapotraspirazione (in mm/a); R =quantitativi d'acqua di ruscellamento superficiale (in mm/a); I =quantitativi d'acqua di infiltrazione efficace (in mm/a).

In questa sede, ci interessa soprattutto valutare la risorsa idrica sotterranea e quindi calcolare, per differenza, l'infiltrazione efficace. Il calcolo è tanto più preciso quanto più frequenti sono le misure dei dati di base e quanto più lungo è il periodo di riferimento (es.: base trentennale).

Dal deflusso globale $D = P - R - E_r$ si può risalire all' aliquota di infiltrazione empiricamente mediante l'uso dei coefficienti di infiltrazione potenziale (C.I.P.) espressi in percentuale:

$$C.I.P. = 100 \cdot I/D$$

che variano in funzione della litologia prevalente nelle singole zone del bacino (complessi idrogeologici) e che possono stimarsi mediamente come mostrato nella tabella seguente:

complessi idrogeologici	c.i.p. % D	complessi idrogeologici	c.i.p. % D
calcari	90-100	lave	90-100
calcari dolomitici	70-90	depositi piroclastici	50-70
dolomie	50-70	piroclastiti e lave	70-90
calcari mamosi	30-50	rocce intrusive	15-35
detriti grossolani	80-90	rocce metamorfiche	5-20
depositi alluvionali	80-100	sabbie	80-90
depositi argilloso-mamoso-aren.	5-25	sabbie argillose	30-50

Coefficienti d'infiltrazione potenziali (da Celico, 1986). Un CIP pari al 90% significa che, in media annua, il 90% dell'acqua che cade sul complesso idrogeologico in questione si infiltra nel sottosuolo.

La ripartizione del deflusso in infiltrazione e ruscellamento dipende anche da altri fattori come la pendenza dei versanti, la presenza ed il tipo di vegetazione, ecc. Si può invece calcolare direttamente R quando si dispone, alla sezione di chiusura del bacino, di misure di portata in alveo.

Inoltre, bisogna tener conto che il deflusso superficiale può essere influenzato anche da apporti idrici provenienti dall'esterno del bacino stesso (acque di scarico, di irrigazione, da apporti sorgentizi di sorgenti i cui bacini idrogeologici ricadano, in parte, in bacini idrografici limitrofi). Quando i bacini idrografici sono scarsamente delimitati o fortemente antropizzati (cosa che nella maggior parte dei casi si verifica nelle aree italiane), l'equazione del bilancio è notevolmente più complessa. Ad esempio, potrà essere del tipo:

$$P-E-R+E_{sott}+E_{sup}=U_{sott}+U_{sup}+Q_{ex} \pm \Delta W$$

dove: E_{sott} = apporti da acque sotterranee (travasi da bacini adiacenti, entrate per ricarica artificiale delle falde da pozzi, ecc.); E_{sup} = apporti da acque superficiali (da un corso d'acqua drenato dalla falda, apporti di acque sorgive non captate che si reinfiltrano, acque di irrigazione, ricarica artificiale per irrigazione dei terreni, ecc.); U_{sott} = perdite di acque sotterranee (perdite per travaso sotterraneo verso bacini idrogeologici adiacenti, emungimento da pozzi, ecc.); U_{sup} = perdite verso acque superficiali (acque superficiali drenate dalle falde, perdite a mare in aree costiere, ecc.); Q_{ex} = apporti esterni (ad esempio: acque provenienti da acquedotti, successivamente scaricate in alveo e che si reinfiltrano); ΔW = variazioni dovute a varie cause antropiche.

8.3 La legge di Darcy

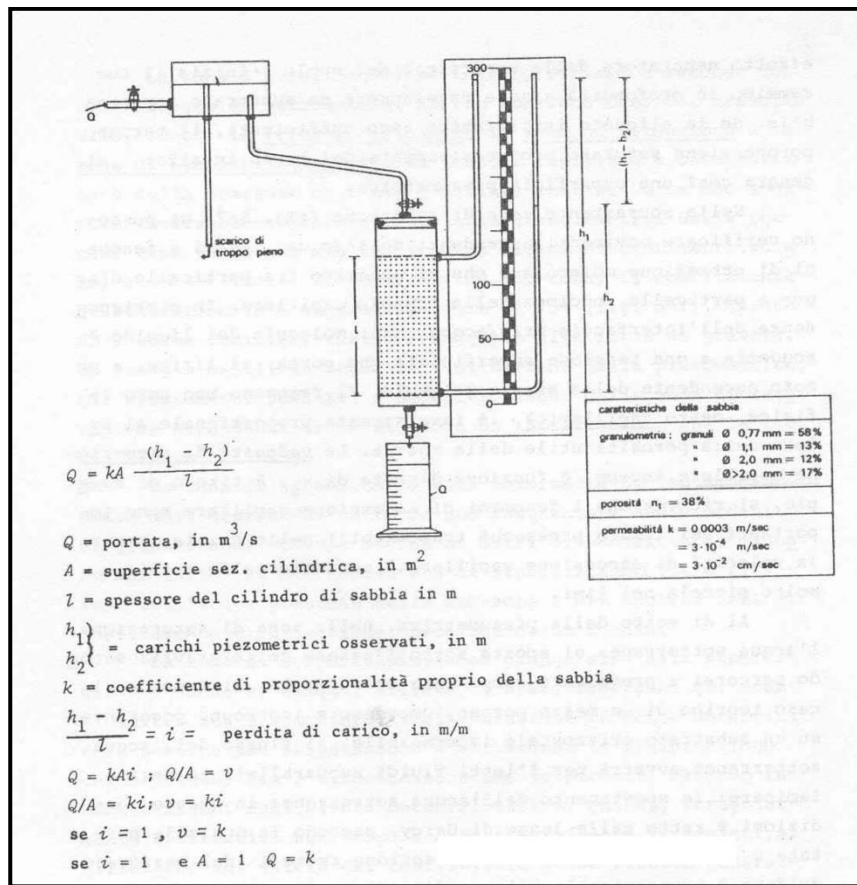
Di seguito, faremo un breve richiamo alla legge di Darcy; per maggiori dettagli, si rinvia agli appunti di Geologia Applicata (vedi). Al di sotto della superficie piezometrica, nella zona di saturazione, l'acqua sotterranea si sposta sotto l'azione della gravità secondo percorsi a prevalente componente 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:

$$Q = A K i$$

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 retta (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 regolando



Apparecchiatura utilizzata per dimostrare la legge di Darcy.

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):

$$i = (h_1 - h_2) / l$$

Tale perdita di carico misura la quantità d'energia spesa dall'acqua per superare le resistenze offerte dalla sabbia, al suo attraversamento. L'espressione della legge di Darcy potrà essere scritta nel modo seguente:

$$Q/A = K i$$

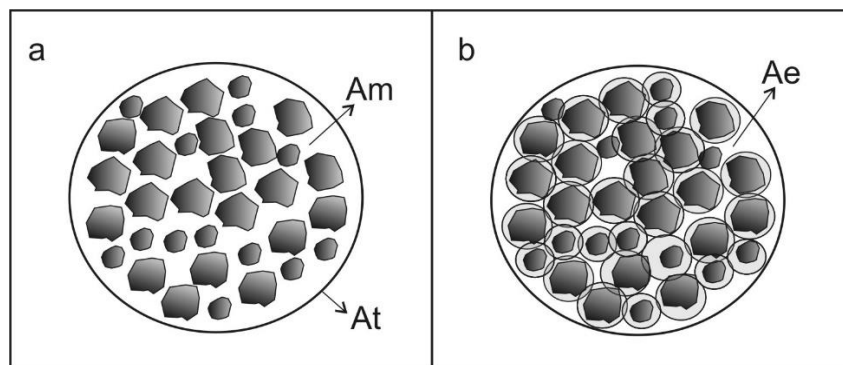
Q/A rappresenta la velocità di deflusso (v) dell'acqua attraverso il mezzo poroso; ossia:

$$v = K i$$

cioè, la velocità di deflusso risulta proporzionale al gradiente idraulico o perdita di carico i . Ma la velocità espressa dalla relazione precedente 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:

$$v_r = v / n_u$$

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), si avrà:

$$A_m = A_t \times n_t$$

e

$$A_e = A_t \times n_u$$

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:

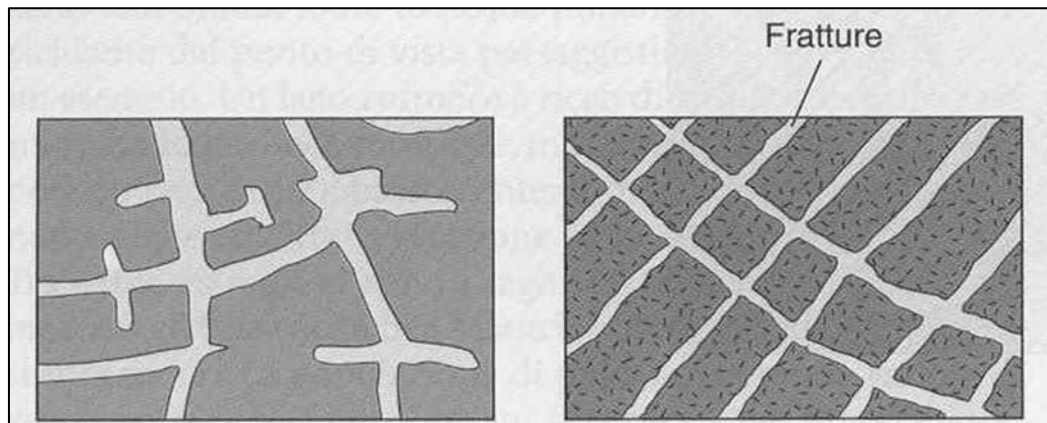
$$v_m = Q / (A_t \times n_t) = (K i / n_t) = v / n_t$$

e

$$ve = Q / (At \times n_u) = (K i / n_u) = v / n_u$$

8.4 Circolazione idrica nei mezzi fratturati

La Legge di Darcy è, a rigore, valida solo per i mezzi porosi ma con opportune approssimazioni e semplificazioni si può applicare anche ai mezzi fratturati (ossia alle rocce).



Nelle rocce l'acqua circola nelle fratture causate da movimenti tettonici o allargate a seguito del carsismo. Quindi possiamo avere volumi anche cospicui di roccia completamente asciutti con l'acqua che riempie i meati aperti, circostanti, muovendosi con moto prevalentemente turbolento in relazione all'apertura (e) delle fratture.

Di seguito, si riporta una tabella con i valori di permeabilità (K – in cm/s) più frequenti che caratterizzano i terreni (mezzi porosi) e le rocce (mezzi fratturati).

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

La circolazione dell'acqua nelle rocce lapidee fratturate ha conseguenze e risvolti importanti in numerosi problemi tecnici dell'ingegneria ambientale e civile. Gli ammassi rocciosi sono molto complessi e soprattutto sono anisotropi, disomogenei e discontinui. La permeabilità per

fessurazione può essere: *primaria* (causata dalla presenza di piani di strato, giunti di raffreddamento, scistosità, ecc. che si generano contestualmente alla formazione della roccia); *secondaria* (causata dalla presenza di fratture, faglie, piani di sovrascorrimento, ecc. generatisi successivamente alla formazione della roccia); *mista*, cioè dovuta sia a fessurazione che alla porosità della matrice rocciosa.

Talora le discontinuità sono talmente diffuse e pervasive nell'ammasso da far sì che la roccia si presenti intensamente fratturata (*rocce cataclastiche*) e suddivisa in piccoli frammenti. In tali casi, la circolazione dell'acqua è assimilabile a quella che avviene nei mezzi porosi.



Esempio di roccia cataclastica, simile ad una ghiaia.

In altri casi esse sono meno diffuse e pervasive e la circolazione dell'acqua risulta fortemente influenzata dalle loro caratteristiche di spaziatura.



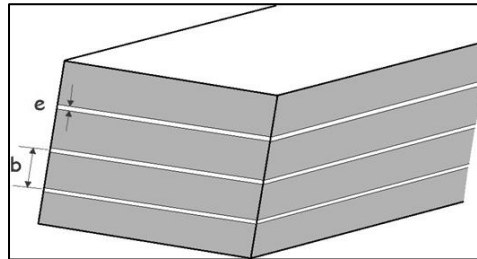
Discontinuità ampliatesi a seguito di fenomeni carsici.

Dal punto di vista idraulico, gli ammassi rocciosi sono mezzi eterogenei, anisotropi e discontinui. Il flusso d'acqua avviene prevalentemente attraverso le discontinuità e quindi l'esatta conoscenza della loro distribuzione e dei loro parametri caratteristici è fondamentale per la stima della *permeabilità* (K).

8.4.1 Conducibilità idraulica lungo una singola frattura

Secondo le metodologie deterministiche, la roccia è considerata permeabile solo attraverso le fratture.

Dal punto di vista idraulico questo corrisponde ad assimilare il flusso d'acqua nelle discontinuità a quanto avviene tra due piani paralleli o sub-paralleli.



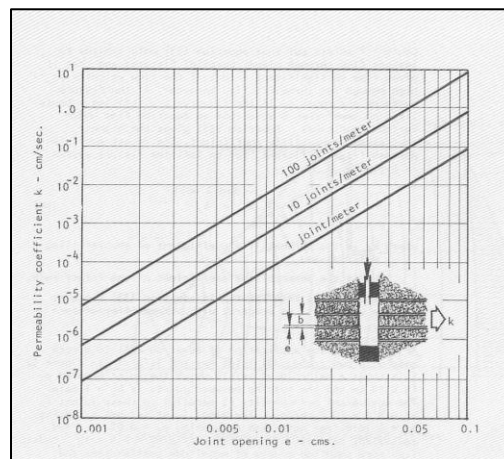
Schematizzazione di un pacco di strati paralleli: e = apertura della frattura (in mm); b = spaziatura tra due fratture adiacenti (in mm).

A partire dall'equazione indefinita di *Navier-Stokes*, si ottiene la seguente espressione, in condizioni di flusso laminare:

$$K = g \times e^2 / 12\nu$$

dove: g = accelerazione di gravità (9.81 m/s^2); ν = viscosità cinematica dell'acqua ($0,01 \text{ cm}^2/\text{s}$ a 20° C); e = apertura.

Le dimensioni dell'apertura e della spaziatura influenzano in maniera sensibile il valore di K , come può rilevarsi dalla figura seguente.



Influenza dell'apertura e della spaziatura su K , nella direzione di un set di fratture parallele, lisce (da dati ottenuti su un gran numero di prove di iniezione).

Le discontinuità non sono mai isolate, possono essere raggruppate in famiglie e, per considerare anche la spaziatura e la *frequenza* (ossia in numero di fratture per metro lineare), Snow propose la seguente relazione, valida per discontinuità lisce e in condizioni di moto laminare:

$$K_i = (e^3 \times f_i \times g) / 12 \nu$$

dove: e = apertura; f_i = frequenza della i -esima famiglia di discontinuità (m^{-1}). Noto il numero di discontinuità per metro lineare (λ), ossia la frequenza di fratture, f_i sarà dato da $1/\lambda$.

K (m/s)	$1/\lambda = 10 \text{ m}$	$1/\lambda = 1 \text{ m}$	$1/\lambda = 0.1 \text{ m}$	$1/\lambda = 10 \text{ mm}$
10^{-1}	11.5	5.3	2.5	1.15
10^{-2}	5.3	2.5	1.15	0.53
10^{-3}	2.5	1.15	0.53	0.25
10^{-4}	1.15	0.53	0.25	0.115
10^{-5}	0.53	0.25	0.115	0.053
10^{-6}	0.25	0.115	0.053	0.025
10^{-7}	0.115	0.053	0.025	0.011
10^{-8}	0.053	0.025	0.011	0.005

Valori di permeabilità in funzione della frequenza delle discontinuità ($1/\lambda$)

8.4.2 Conducibilità idraulica lungo più fratture

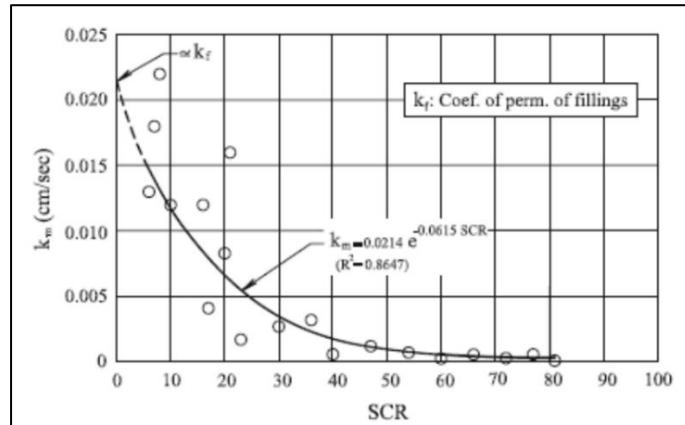
Fino ad ora abbiamo considerato il caso molto semplice di un solo sistema di fratture piane e parallele. Nella realtà gli ammassi rocciosi hanno diverse famiglie di discontinuità, variamente orientate e per ogni famiglia la frequenza delle fratture può variare grandemente.

Alcuni Autori fanno dipendere il valore di K di un ammasso roccioso, con fratture orientate in maniera casuale (*random*), da 3 indici che si possono facilmente determinare durante le perforazioni di sondaggi eseguiti con il doppio carotiere (vedi). Detti indici sono: il *Rock Quality Designation* (RQD); il *Total Core Recovery* (TCR) ed il *Solid Core Recovery* (SCR). Si ricorda che l'RQD è il rapporto percentuale tra la sommatoria delle lunghezze delle sole carote uguali o superiori a 10 cm e la lunghezza del tratto perforato; il TCR è la lunghezza di tutto il recuperato durante il sondaggio (carote+frammenti+detriti) diviso il tratto perforato (in%); l'SCR è la lunghezza di tutte le carote estratte (di qualsiasi lunghezza) diviso il tratto perforato (in%); in questo caso non si considerano i frammenti e i detriti presenti, frutto del disturbo dovuto alla perforazione.

Utilizzando quale parametro descrittivo l'SCR, la permeabilità K sarà data dalla seguente formula empirica, ottenuta in base al confronto tra dati da prove in sito e misure eseguite su fronti rocciosi:

$$K_m = K_f e^{-0.06SCR}$$

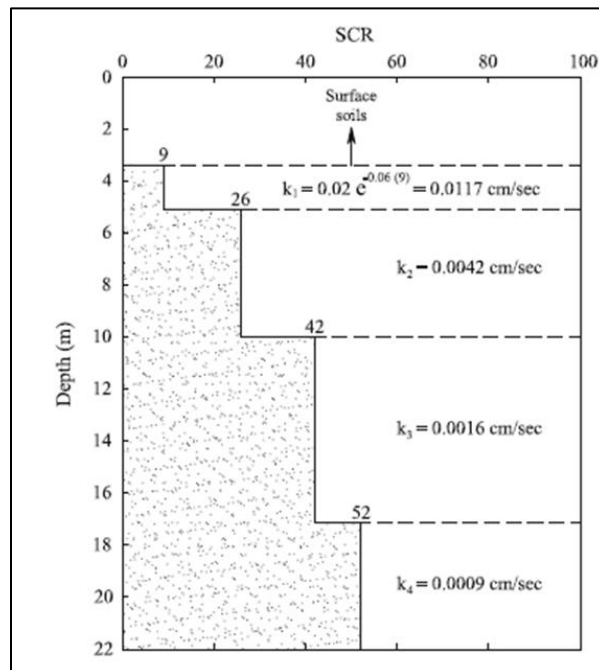
dove: K_m = permeabilità dell'ammasso; K_f = permeabilità del riempimento (*filling*) presente nelle fratture (di solito sabbia e/o argilla); SCR = Solid Core Recovery.



Relazione tra la permeabilità dell'ammasso (determinata con prove di permeabilità in foro) e il Solid Core Recovery (SCR), per un ammasso con fratture random.

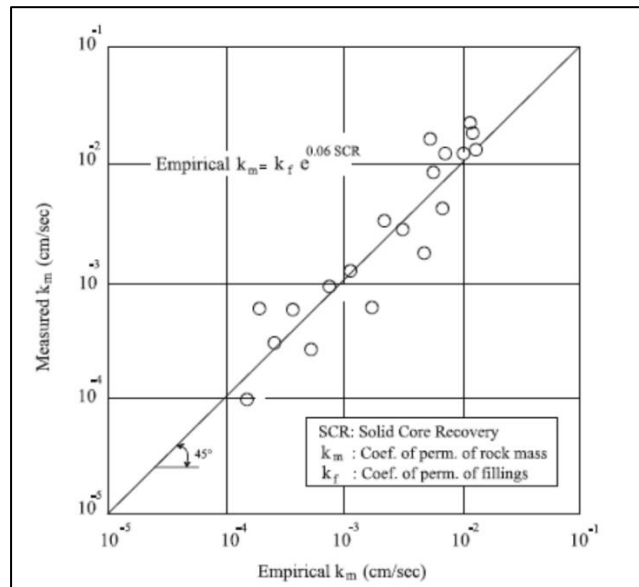
L'estrapolazione della curva a $SCR = 0$ (ammasso completamente cataclastico) comporta un valore di K_m praticamente simile al K_f del riempimento. Si ritorna, in tal caso, a considerare l'ammasso come un mezzo poroso.

Nella pratica, per la stima di K_m , occorre dividere l'ammasso incontrato nelle perforazioni in strati subparalleli, caratterizzati da valori di SCR ricadenti nello stesso range. K_m allora viene calcolato in base all'equazione riportata, prendendo la media pesata dei valori di permeabilità dei diversi strati, in caso di condizioni di flusso orizzontale o verticale.



Spessori e valori di K_m per substrati paralleli, stimati in base ai valori di SCR misurati.

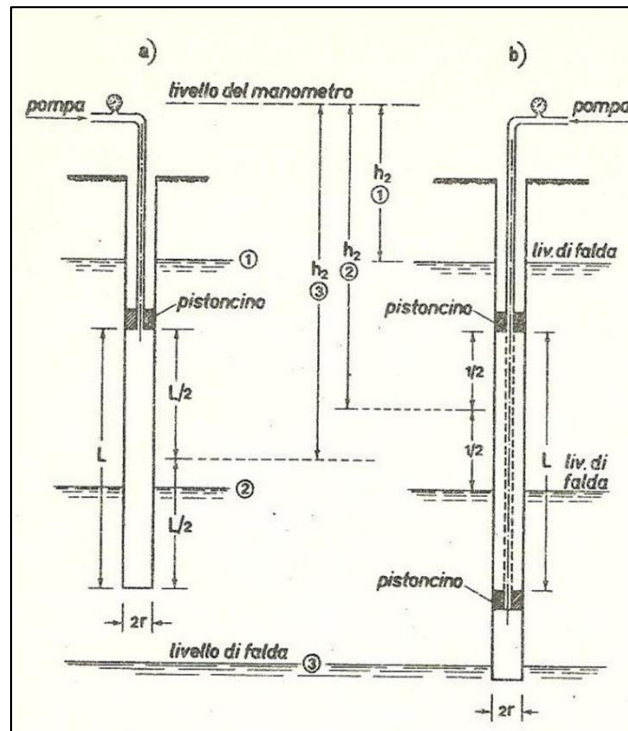
Si ricorda che le correlazioni proposte sono state ottenute confrontando i valori di K ottenuti da prove di permeabilità in sito e quelli stimati mediante rilievi geostrutturali (vedi).



Relazione tra i coefficienti di permeabilità K misurati (con prove di permeabilità) e stimati, per un ammasso con fratture random.

8.5 Determinazione della permeabilità mediante prove in sito (prova Lugeon)

La conducibilità idraulica di un ammasso fratturato può essere valutata mediante la *prova Lugeon*, eseguita in fori di sondaggio. La prova consiste nell'iniettare acqua in pressione in un tratto di foro di sondaggio (con diametro tra 50 e 150 mm), senza tubazioni di rivestimento, isolato dal resto del sondaggio mediante *packers* (o pistoncini). La prova si può realizzare se le pareti del foro si mantengono aperte senza bisogno di rivestimento; i *packers* sono setti di gomma che consentono di isolare le camere di prova. Di solito, si opera su tratti di 3 – 5 metri. La prova può essere effettuata sia in discesa, cioè man mano che la perforazione avanza, isolando il tratto terminale del foro con un pistoncino in testa, che in risalita, cioè a perforazione ultimata, isolando il tratto da esaminare con due pistoncini alle estremità. Occorrono poi una pompa per immettere l'acqua ed un manometro, per misurare le pressioni d'iniezione dell'acqua nella camera di prova. Occorre anche disporre di un contalitri, per misurare la portata d'acqua assorbita dalla camera di prova, sotto variabili pressioni d'iniezione.



Schemi di prove: in a) prova a fondo foro, con il sondaggio in fase di avanzamento; in b) prova in fase di risalita, dopo aver isolato la camera di prova con due pistoncini. L = lunghezza della camera di prova; $2r$ = diametro della perforazione; h_n = altezze, rispetto all'eventuale falda presente nel sottosuolo, del manometro per tener conto dell'effettivo carico idraulico presente nelle tubazioni d'immissione.

La prova si svolge facendo variare la pressione per gradini successivi, mantenendo costante la pressione di iniezione finché non si registra una stabilizzazione degli assorbimenti (regime di equilibrio). Si prevede sia un percorso di carico, in cui la pressione viene aumentata per gradini, che una fase di scarico, in cui la pressione viene diminuita per gradini. I gradini si stabiliscono in modo che, con l'ultimo gradino, si raggiunga e si superi la pressione di 10 atm. Ad esempio: 3–6–10 atmosfere. Si misura l'assorbimento d'acqua in corrispondenza di ogni gradino di pressione (in litri al minuto per metro di foro) e si passa gradualmente dal gradino più basso a quello più alto, dopo che ognuno di essi è stato mantenuto costante per il tempo necessario affinché si verifichi una certa tendenza alla stabilizzazione degli assorbimenti (regime di equilibrio). 1 *Unità Lugeon* (UL) corrisponde all'assorbimento d'acqua (in litri al minuto per metro di foro) sotto una pressione di 10 Atmosfere. 1 UL corrisponde grossomodo a 10^{-5} cm/s.

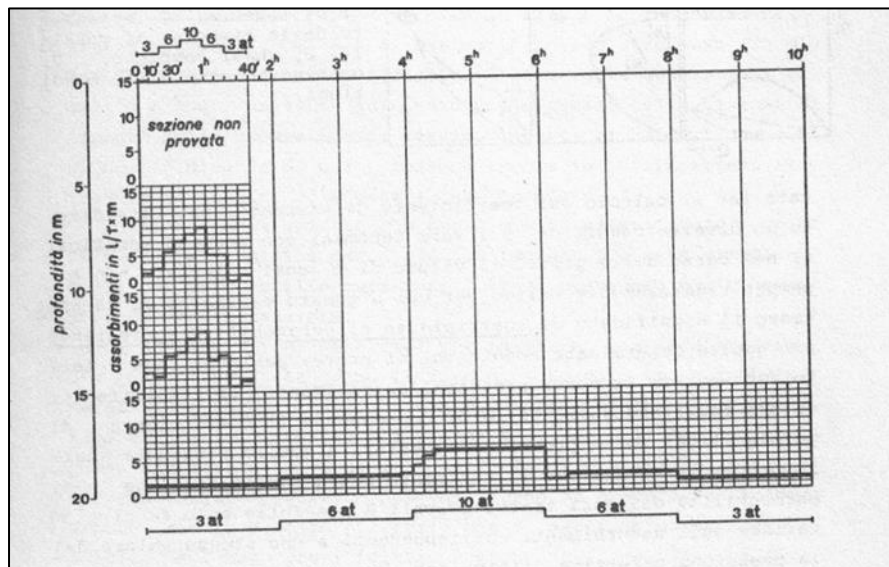
La prova può essere realizzata anche in fori di sondaggio orizzontali e a piccola profondità, avendo l'accortezza di non aumentare troppo la pressione d'iniezione al fine di non provocare una fratturazione indesiderata della roccia. In tal caso, ovviamente, non si potrà raggiungere la

pressione di 10 Atm (corrispondente grossomodo ad un carico di acqua sulla roccia pari a circa 100 metri) e quindi l'assorbimento non si potrà esplicitare in unità Lugeon.



Prova d'assorbimento eseguita in foro di sondaggio orizzontale. In primo piano, si osserva la pompa con il contaltri dal quale si diparte la tubazione inserita nel foro.

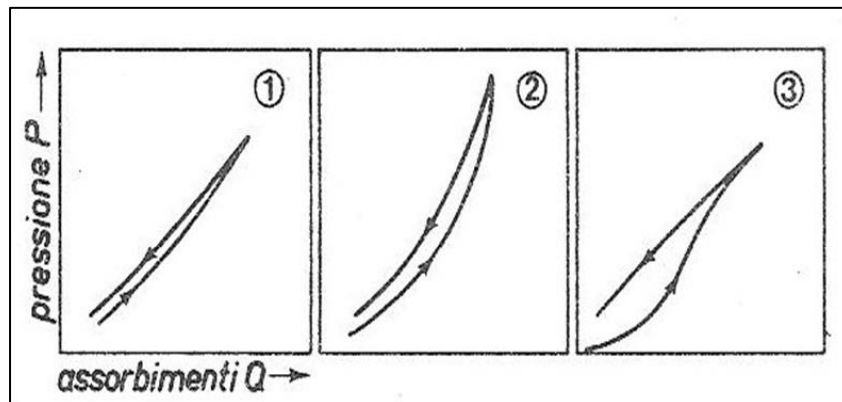
I risultati di una prova Lugeon vengono riportati in appositi grafici assorbimenti alle varie profondità di prova - pressioni d'iniezione.



Prova a gradini di portata per pressioni crescenti e decrescenti (3-6-10 Atm) di breve durata (40 minuti) e lunga durata (10 ore) in regime di equilibrio.

Per ogni tratto esaminato si costruiscono poi dei diagrammi pressioni-portata assorbita, dai quali si possono trarre, oltre che i valori di K della roccia, anche informazioni sul comportamento meccanico (eventuali fenomeni di rottura o deformazione elastica) e sulla presenza di materiale di riempimento nelle fessure.

A seconda della forma assunta dai grafici, si può comprendere se si sono verificati fenomeni di rottura nella roccia, di dilavamento delle fratture o di intasamento delle stesse ad opera di materiali di riempimento delle fratture (sabbia, argilla).



Risultati finali delle prove Lugeon: 1) condizione di regime laminare; 2) condizione di regime turbolento; 3) fenomeni di rottura o dilavamento delle fratture.

Se si verifica una tendenza alla diminuzione degli assorbimenti all'aumentare della pressione d'iniezione, il fenomeno può essere dovuto a perdite di carico (turbolenza dell'acqua iniettata ad esempio, per la presenza di fessure relativamente larghe) oppure all'intasamento dei meati. Se invece si verificano incrementi progressivi di assorbimento con l'aumentare della pressione di prova, il fenomeno può essere dovuto all'allargamento delle fratture per rottura o deformazione elastica o per dilavamento del riempimento sabbioso/argilloso.

Per quanto riguarda la stima di K , in condizioni di flusso laminare, si può utilizzare la seguente espressione:

$$K = (\gamma_w \times Q) / (P_e \times C_f)$$

in cui: γ_w = peso specifico dell'acqua; Q = portata assorbita (m^3/s); P_e = pressione effettiva (in Pascal Pa); C_f = coefficiente di forma (m).

C_f si ricava dalla seguente espressione in cui D è il diametro della porzione di foro utilizzata per il test e L la sua lunghezza:

$$C_f = \frac{2\pi D \left(\sqrt{\left(\frac{L}{D}\right)^2 - 1} \right)}{\ln \left(\frac{L}{D} + \sqrt{\left(\frac{L}{D}\right)^2 - 1} \right)}$$

La pressione effettiva P_e nel punto di prova, in metri di colonna d'acqua (m), è data da:

$$P_e = 10 P_m + H - Dh$$

dove: P_m = pressione misurata al manometro; H = profondità (in m) del baricentro del tratto di prova rispetto al manometro; Dh = perdita di carico (in m) che viene calcolata sulla base delle caratteristiche (diametro, scabrezza e lunghezza) della tubazione adottata e della portata iniettata.

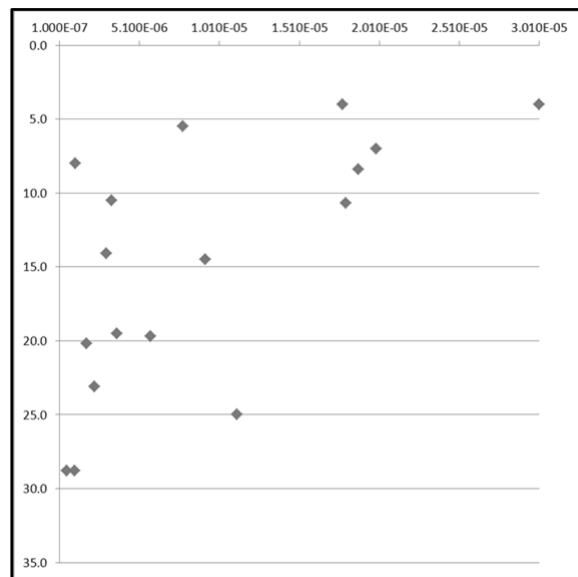
Sempre in caso di flusso laminare, si può utilizzare anche la formula di Hvorslev (1951):

$$K = \frac{Q}{F h_r}$$

in cui: Q = portata assorbita (m³/s); F = fattore di forma (m); h_r = carico idraulico (m) che tiene in conto la perdita di carico lungo le tubazioni e la distanza verticale tra il manometro e la camera di prova. Il fattore di forma F è dato da:

$$F = \frac{3\pi \cdot L}{\log_e \left[\frac{1.5 \cdot L}{D} + \sqrt{1 + \left(\frac{1.5 \cdot L}{D} \right)^2} \right]}$$

dove: L è la lunghezza della camera di prova (m) e D è il diametro del foro.



Variazione dei valori di K, calcolati con la formula precedente, all'aumentare della profondità in un foro di sondaggio.

PROVA DI PERMEABILITA' IN ROCCIA - METODO LUGEON -

Sondaggio Geognostico S1

Prova n° 1

Profondità foro dal piano campagna (metri)	4,50
Livello statico falda dal p.c. o quota inizio camera di prova (metri)	3,50
Diametro tratto del foro in prova (mm)	101
Lunghezza tratto in prova (metri)	1,00
Testa del tratto in prova dal p.c. (metri)	3,50
Piede del tratto in prova dal p.c. (metri)	4,50
Altezza del manometro rispetto al p.c. (metri)	1,15
Densità dell'acqua (g/cm³) γw	1,01
Perdita di carico nel circuito di lunghezza 40m (MPa) [Pc]	a 65 litri/min 0,03

Gradini regolari di pressione

La pressione letta al manometro deve essere riportata alla pressione reale che risulta pari a:

$$Pr = Pm + \gamma_w h - Pc$$

Pr = Pressione reale

Pm = Pressione letta al manometro

h = Distanza tra il livello di acqua ed il manometro

Pc = Perdita di carico nel circuito

γw = Densità dell'acqua

1° gradino - in andata -

Pressione letta al manometri (MPa)		0,100
Pressione reale (MPa)		0,121
Tempo (minuti)	Assorbimento (litri/minuti)	Volume assorbito (mc)
2,00	38,00	7,20E-02
4,00	35,50	1,42E-01
6,00	38,00	2,16E-01
8,00	35,50	2,84E-01
10,00	38,50	3,65E-01
Portata (litri/minuti)		38,50

2° gradino - in andata -

Pressione letta al manometri (MPa)		0,200
Pressione reale (MPa)		0,221
Tempo (minuti)	Assorbimento (litri/minuti)	Volume assorbito (mc)
2,00	67,50	1,35E-01
4,00	68,00	2,72E-01
6,00	67,50	4,05E-01
8,00	68,00	5,44E-01
10,00	67,00	6,70E-01
Portata (litri/minuti)		67,00

3° gradino - in andata -

Pressione letta al manometri (MPa)		0,270
Pressione reale (MPa)		0,291
Tempo (minuti)	Assorbimento (litri/minuti)	Volume assorbito (mc)
2,00	77,00	1,54E-01
4,00	78,00	3,12E-01
6,00	77,50	4,65E-01
8,00	78,00	6,24E-01
10,00	78,00	7,80E-01
Portata (litri/minuti)		78,00

4° gradino - in ritorno -

Pressione letta al manometri (MPa)		0,200
Pressione reale (MPa)		0,221
Tempo (minuti)	Assorbimento (litri/minuti)	Volume assorbito (mc)
2,00	64,50	1,29E-01
4,00	66,00	2,60E-01
6,00	66,50	3,93E-01
8,00	66,00	5,20E-01
10,00	64,50	6,45E-01
Portata (litri/minuti)		64,50

5° gradino - in ritorno -

Pressione letta al manometri (MPa)		0,100
Pressione reale (MPa)		0,121
Tempo (minuti)	Assorbimento (litri/minuti)	Volume assorbito (mc)
2,00	31,00	6,20E-02
4,00	31,50	1,26E-01
6,00	31,00	1,88E-01
8,00	31,00	2,48E-01
10,00	31,50	3,15E-01
Portata (litri/minuti)		31,50

Risultati di una prova di permeabilità in foro con il metodo Lugeon

Formula per il calcolo della permeabilità

$$k = \frac{Q}{F \cdot h}$$

Dove:

k	Coefficiente di permeabilità
h	Altezza del carico d'acqua
F	Coefficiente di forma della cavità

Coefficiente di forma della cavità

$$F = \frac{3 \cdot \pi \cdot L}{\ln \left[1,5 \cdot \frac{L}{D} + \sqrt{1 + \left(\frac{1,5 \cdot L}{D} \right)^2} \right]}$$

Dove

L	Lunghezza del tratto in foro in esame
D	Diametro del foro in esame

Permeabilità (m/sec.)

Gradini	Pressione	Assorbimento	Permeabilità m/sec
1° Gradino in andata	0,121	38,50	1,82E-05
2° Gradino in andata	0,221	67,00	1,82E-05
3° Gradino in andata	0,291	78,00	1,61E-05
4° Gradino in ritorno	0,221	64,50	1,75E-05
5° Gradino in ritorno	0,121	31,50	1,57E-05

* Il volume di acqua è stato assorbito su una superficie di: 0,32 mq

Valore dell'assorbimento per metro quadro di roccia

Gradini	Pressione	Assorbimento	Assorbimento in l m³/sec.	Assorbimento in l m³/min.
1° Gradino in andata	0,121	38,50	1,92E+00	1,15E+02
2° Gradino in andata	0,221	67,00	3,52E+00	2,11E+02
3° Gradino in andata	0,291	78,00	4,10E+00	2,46E+02
4° Gradino in ritorno	0,221	64,50	3,39E+00	2,03E+02
5° Gradino in ritorno	0,121	31,50	1,65E+00	9,93E+01

Risultati di una prova di permeabilità in foro con il metodo Lugeon.

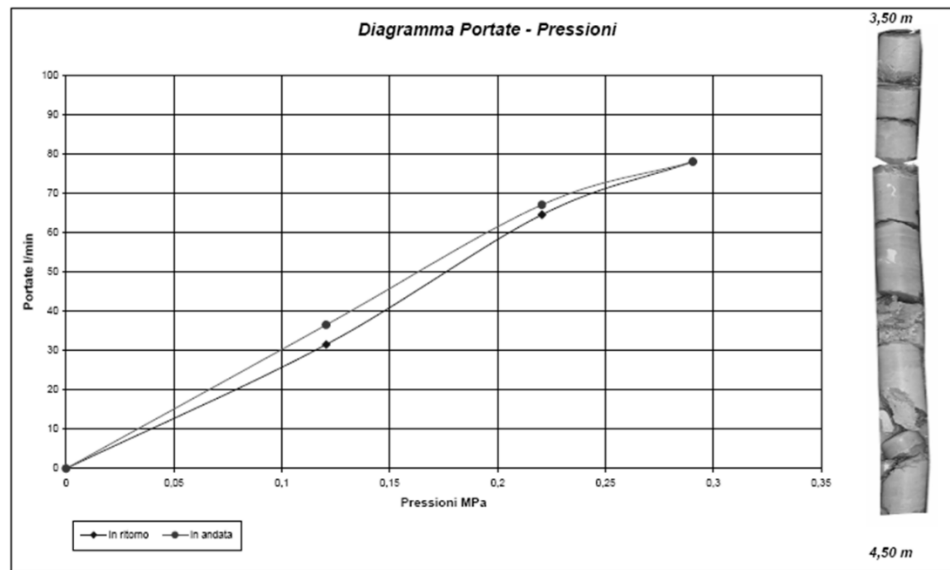


Grafico portata assorbita - pressioni d'iniezione (in megapascal MPa) in un tratto di prova di 1 metro (a destra vista del materiale interessato). L'andamento delle curve è interpretabile come dovuto ad intasamento delle fratture da parte del materiale di riempimento delle stesse.

8.6 Determinazione della permeabilità mediante prove in sito (prova Lefranc)

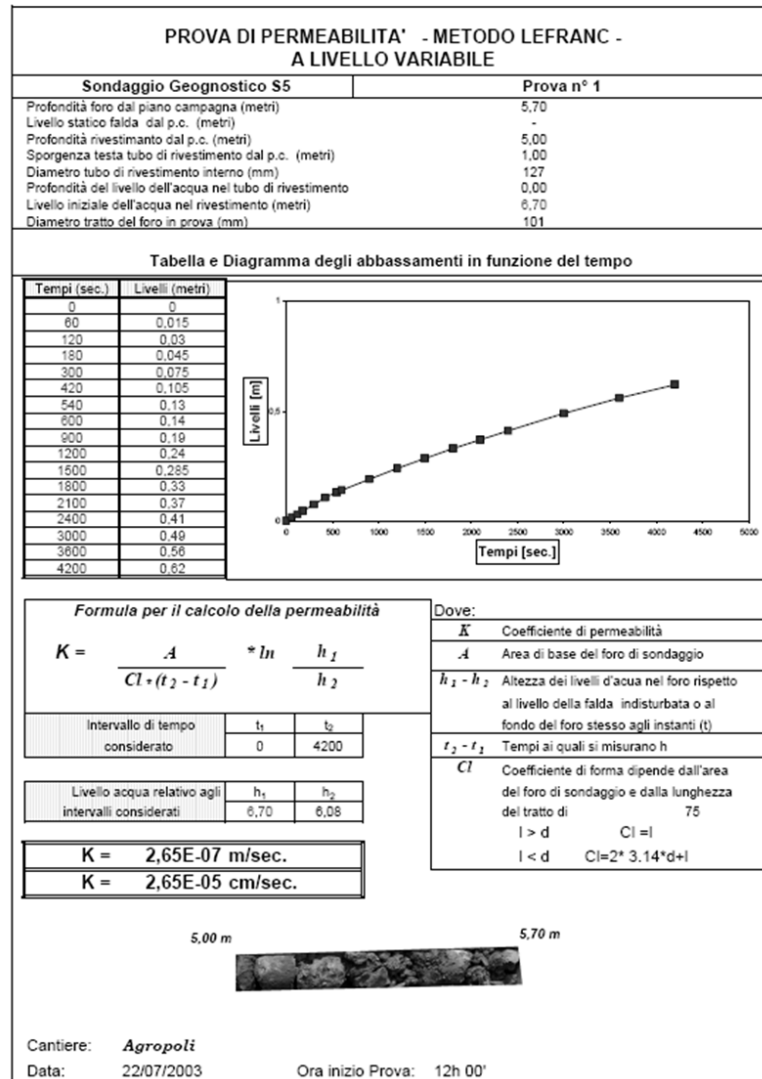
La prova eseguita con il *metodo Lefranc* può essere eseguita in terreni e rocce in presenza di falda. Consiste nell'immissione di *acqua a gravità* (a caduta libera) in fori di sondaggio, tramite una cavità che può essere di forme diverse. Questo tipo di prova può essere eseguita in due differenti modalità: a carico *variabile* ed a carico *costante*. La prova a carico variabile può avvenire sia in risalita che in abbassamento.

Prova in risalita: si misura il livello di base dell'acqua nel foro (falda), provvedendo successivamente ad abbassare tale livello per mezzo di una pompa sommersa sino ad una quota nota. Quindi si misura con un freatimetro, per tempi prestabiliti, la risalita del livello dell'acqua, sino al raggiungimento del livello iniziale (per terreni molto permeabili) o in ogni caso almeno 60 minuti.

Prova in abbassamento: misurato il livello di falda, si provvede ad immettere acqua sino ad una quota nota, misurando per tempi prestabiliti l'abbassamento per almeno 60 minuti o sino al raggiungimento del livello di base. Questo tipo di prova può anche essere eseguito in assenza di falda, ma occorrerà provvedere alla preventiva saturazione della roccia da provare.

Prove carico costante

In questa prova il livello dell'acqua in foro viene mantenuto costante sopra o sotto il livello stabilizzato dalla falda, mediante immissione o pompaggio di acqua a portata costante, per almeno 60 minuti. La misura della portata in entrata o in uscita viene effettuata mediante un contaltri.



Risultati di una prova di permeabilità con il metodo Lefranc a carico variabile. In basso, l'aspetto assunto dal materiale estratto dal sondaggio.

9. RISCHI NATURALI E CAMBIAMENTI CLIMATICI

Secondo quanto stabilito dalle Nazioni Unite nel 1992, per **Cambiamento climatico** deve intendersi *“un cambiamento del clima imputabile direttamente o indirettamente all'attività umana e che altera la composizione globale dell'atmosfera, sommandosi alla variabilità climatica naturale”*.

Questa definizione contiene due concetti fondamentali: il primo è quello della naturale variabilità climatica, legata ai complessi processi naturali esterni (attività solare responsabile del rilascio di radiazioni ionizzanti che investono il pianeta ed eccentricità dell'orbita terrestre) e interni al pianeta, connessi cioè alle interazioni tra l'atmosfera, l'idrosfera, la criosfera (i ghiacci terrestri), la terra solida e la biosfera; il secondo è quello dell'alterazione di tale complessa variabilità naturale attribuibile alle **attività umane**, ossia all'intervento della cosiddetta **antroposfera**.

Il clima terrestre è determinato dal bilancio radiativo del pianeta (quantità di energia entrante e uscente dal sistema Terra) e da interscambi di materia in massima parte interni al sistema Terra: la Terra è dunque un sistema aperto per quanto concerne l'energia, e può considerarsi in buona approssimazione un sistema chiuso per quanto riguarda la materia; una misura dell'energia del sistema è rappresentata dalla temperatura, e una buona descrizione della materia scambiata nel sistema terrestre è costituita dal ciclo dell'acqua: per questo, ogni classificazione climatica, e ogni valutazione della variabilità e del cambiamento del clima, è basata in prima istanza sulle **temperature** e sulle **precipitazioni**. In tal senso, i cambiamenti climatici di origine antropica potrebbero, secondo numerosi Autori, essere responsabili dell'aumento significativo di ondate di calore record e di eventi meteorologici estremi (alluvioni e siccità) a scala globale, con serie conseguenze sull'accadimento di inondazioni, frane, erosioni costiere imputabili all'innalzamento dei livelli marini a seguito dello scioglimento delle calotte polari.

9.1 Il riscaldamento globale

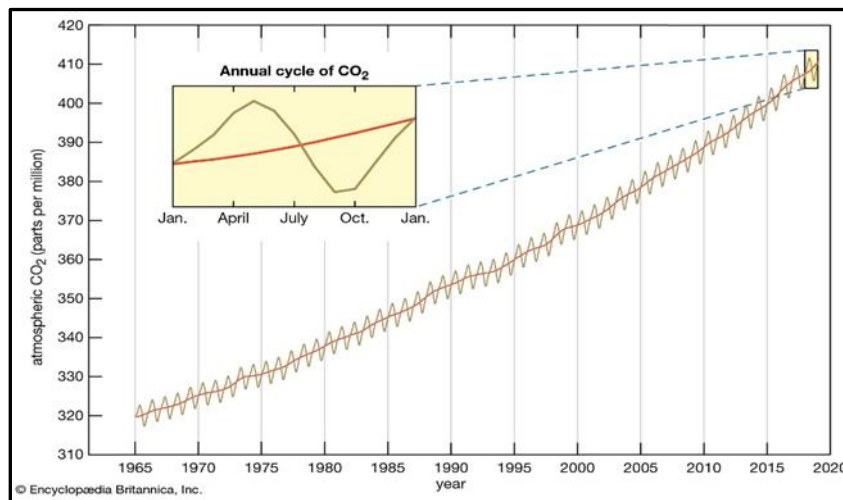
A partire dalla metà del XVIII secolo, con la rivoluzione industriale, il progresso tecnologico è stato accompagnato da notevoli mutamenti ambientali soprattutto in relazione alla variazione media della temperatura. Lo scienziato svedese Arrhenius fu il primo a sostenere, nel 1896, che la combustione di combustibili fossili potesse provocare un aumento della temperatura, a causa dell'aumento della concentrazione di anidride carbonica (CO₂) in atmosfera. Egli stabilì che la temperatura superficiale media della Terra era di circa 15 °C grazie alla capacità di assorbimento delle radiazioni infrarosse, da parte del vapore acqueo e anidride carbonica, detto **“effetto serra”** naturale. Arrhenius suggerì che un raddoppio della concentrazione di CO₂ potesse portare ad un aumento termico di 5 °C. A quel tempo però si riteneva che le attività umane, in grado di alterare

gli equilibri globali, fossero trascurabili in confronto a quelle naturali, quali l'attività solare e la circolazione oceanica. Inoltre si pensava che gli oceani fossero dei serbatoi di carbonio talmente estesi da riuscire a contenere l'inquinamento assorbendo l'anidride carbonica prodotta artificialmente.

Negli anni '50 del secolo scorso però, varie ricerche dimostrarono che la capacità di assorbimento di CO_2 da parte degli oceani era limitata; infatti circa un terzo dell'anidride carbonica antropogenica riusciva ad essere effettivamente assorbita dalle acque degli oceani, ma la restante parte, invece, era assorbita dall'atmosfera.

In condizioni naturali la concentrazione nell'atmosfera di CO_2 è mantenuta sotto controllo da due importanti fenomeni: la fotosintesi clorofilliana nel mondo vegetale ed il processo carsico nel mondo inorganico. Per quanto riguarda il carsismo, quando la pressione parziale della CO_2 nell'aria aumenta, una maggiore quantità di essa viene solubilizzata nelle acque superficiali e sotterranee sotto forma di bicarbonato di calcio ($\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$), a seguito della reazione con il carbonato di calcio delle rocce (vedi il carsismo). Le acque superficiali trasportano negli oceani il bicarbonato di calcio che successivamente si accumula sui fondali, trasformandosi in sedimento carbonatico. Questo processo è naturalmente troppo lento (migliaia di anni) per poter garantire che elevati apporti antropogenici possano essere catturati solo in questo modo.

Tra la fine degli anni '50 e gli inizi degli anni '60, Charles David Keeling misurò più dettagliatamente le concentrazioni di CO_2 in atmosfera e propose un grafico (la curva di Keeling – vedi figura successiva) che, partendo dalle osservazioni disponibili fino a quegli anni, proponeva una proiezione nel futuro (fino agli anni 2000) dell'andamento della CO_2 . Questa curva dimostrava l'impatto antropico sull'ambiente e l'importante ruolo dei combustibili fossili nel cambiamento climatico globale. La curva mostra anche che la concentrazione dell'anidride carbonica è strettamente correlata al ciclo delle piante. Quest'ultime infatti nel periodo estivo, grazie al fenomeno della fotosintesi clorofilliana, sono in grado di assorbire la CO_2 , mentre, viceversa, nel periodo invernale con la caduta delle foglie, la rilasciano parzialmente in atmosfera.



La curva di Keeling

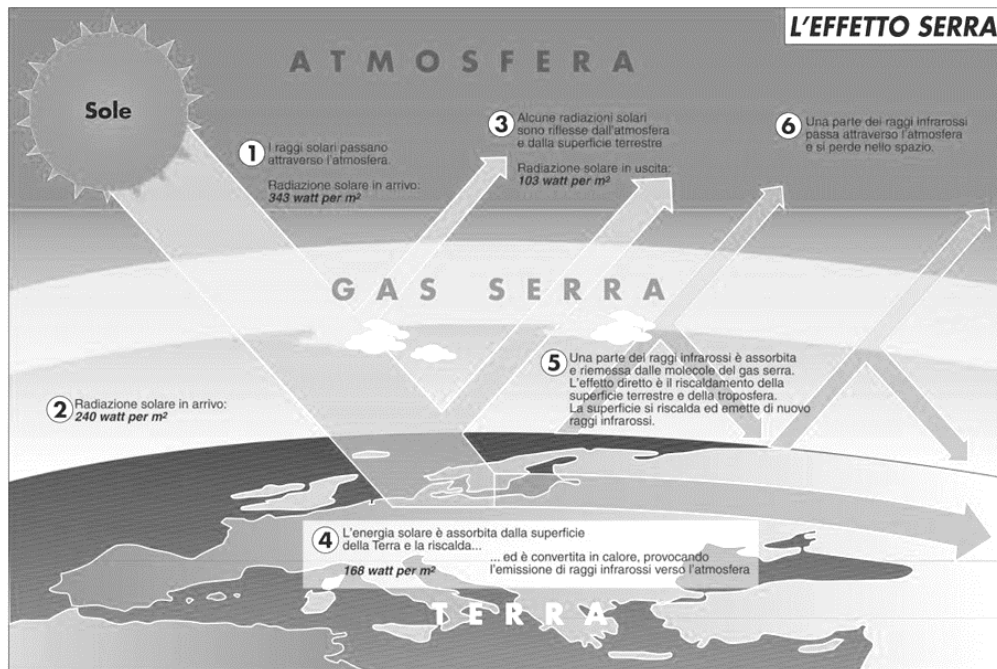
Verso la seconda metà degli anni '80 sia l'opinione pubblica che la comunità scientifica iniziarono a prendere coscienza del netto aumento di CO₂ e della sua stretta correlazione con l'aumento delle temperature, lo scioglimento delle calotte polari e l'innalzamento dei livelli del mare. Ciò consentì di verificare la correttezza della teoria dell'effetto serra, causato dalla presenza eccessiva in atmosfera di gas di origine antropogenica.

Nel 1988 due importanti istituzioni mondiali: il *World Meteorological Organization* (WMO) e l'*United Nations Environment Programme* (UNEP) si fecero promotori della fondazione dell'*Intergovernmental Panel on Climate Change* (IPCC), il principale organismo internazionale per la valutazione dei cambiamenti climatici. Questo Organismo esamina e valuta le più recenti informazioni scientifiche, tecniche e socio-economiche raccolte da migliaia di ricercatori in tutto il mondo, importanti per la comprensione dei cambiamenti climatici. Esso si articola in tre gruppi di lavoro che pubblicano Rapporti annuali sullo stato del clima a livello mondiale e delle sue variazioni, assicurando valutazioni complete sulla base delle informazioni che di volta in volta vengono acquisite.

9.2 L'effetto serra

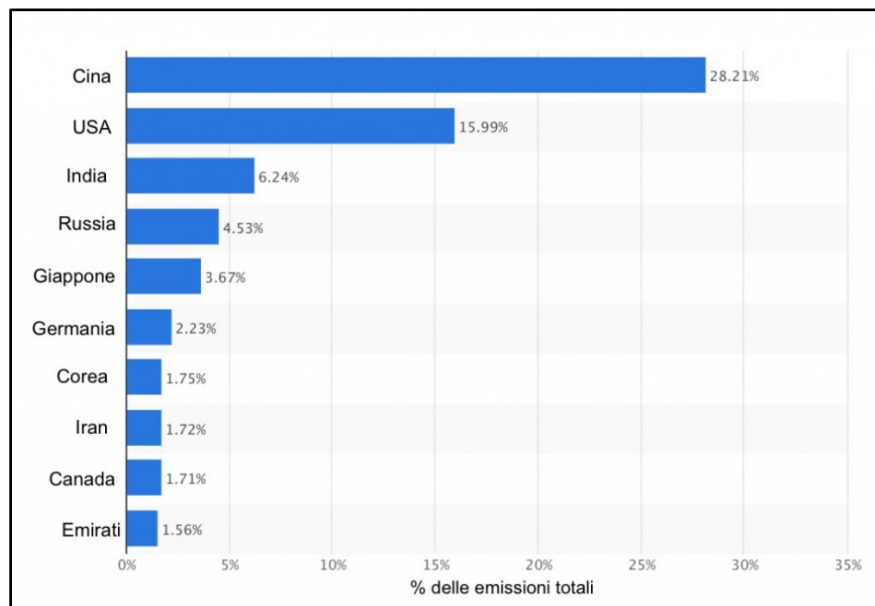
L'effetto serra è un fenomeno naturale che permette ad un pianeta di trattenere nella propria atmosfera parte del calore proveniente dal Sole. Esso fa parte dei meccanismi di regolazione dell'equilibrio termico, che permettono di evitare gli squilibri climatici caratteristici dei corpi celesti privi di atmosfera. I gas presenti nell'atmosfera, grazie alle loro proprietà molecolari spettroscopiche, sono trasparenti alle radiazioni solari ad onde corte (raggi gamma, raggi x). Queste radiazioni attraversano l'atmosfera terrestre e vengono assorbite dalla superficie terrestre, riscaldandola. Una parte della radiazione viene però riflessa dal suolo nell'atmosfera, sotto forma

di radiazione infrarossa che viene in parte assorbita dalle molecole del gas serra ed in parte riflessa nuovamente verso terra. L'effetto finale è il riscaldamento anomalo del suolo e della troposfera.



L'effetto serra

Questo fenomeno di riflessione e rifrazione verso terra (che si ripete più volte) causa un aumento dell'energia globale del sistema atmosfera. I gas serra sono quindi i principali responsabili del fenomeno di riscaldamento globale. Essi sono sia di origine naturale che antropica e si identificano in: vapore acqueo, biossido di carbonio (anidride carbonica), metano, ossido di azoto (N_2O) e alocarburi. Gli alocarburi più diffusi sono i clorofluorocarburi (CFC) che pur presenti in piccolissima concentrazione nell'atmosfera, hanno un potenziale di riscaldamento da 3000 a 13000 volte maggiore rispetto all'anidride carbonica. Ciò li rende un potentissimo gas serra che non deriva da processi naturali, ma solo ed esclusivamente dall'azione dell'uomo. Fino agli anni '70 i CFC erano impiegati come propellenti nelle bombolette spray, nei solventi e in alcuni collanti. Con il protocollo di Montreal (adottato nel 1987) il loro uso è stato drasticamente ridotto, perché lesivi per lo strato di ozono atmosferico. Questi gas permangono nell'atmosfera per tempi molto lunghi (anche 400 anni) e quindi occorrerà del tempo perché non siano più presenti nell'aria. Secondo i dati dell'EPA (*Environmental Protection Agency*) del 2016, il paese che maggiormente contribuisce all'emissioni di gas serra è la Cina con il 28,2% delle emissioni totali, seguita dagli USA con il 16 % e dall'India con il 6,2%. Il primo paese europeo è la Germania con il 2,2%.



I maggiori Paesi produttori di gas serra

9.3 L'Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC)

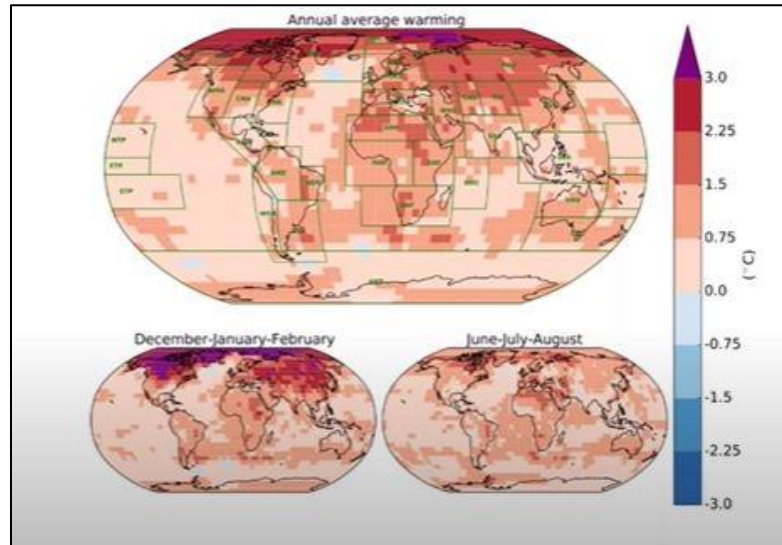
L'IPCC è il principale organismo internazionale per la valutazione dei cambiamenti climatici. Il suo scopo è quello di fornire una visione scientificamente fondata delle conoscenze circa i cambiamenti climatici e i loro potenziali impatti ambientali e socio-economici. Attualmente fanno parte dell'organismo 195 paesi. Esso è composto da un panel di esperti e scienziati che forniscono indicazioni e suggerimenti scientifici in base ai quali i Governi possono basare le loro decisioni, alla luce dei rischi derivanti dalla sovrapproduzione di gas serra.

La struttura organizzativa è suddivisa in tre gruppi di lavoro (*Working Group – WG*):

- Gruppo di lavoro 1 (WG I), lavora sugli aspetti scientifici del clima e dei cambiamenti climatici.
- Gruppo di lavoro 2 (WG II), valuta la vulnerabilità dei sistemi naturali e socio-economici, gli impatti dei cambiamenti climatici e le opzioni di adattamento.
- Gruppo di lavoro 3 (WG III), valuta le opzioni di mitigazione dei cambiamenti climatici (riduzione dell'emissione dei gas serra nell'atmosfera).

L'IPCC pubblica periodicamente dei Rapporti scientifici sullo stato delle conoscenze inerenti il clima, ma anche dei Rapporti speciali e degli articoli tecnici su argomenti ritenuti di particolare interesse. Uno di questi è il "*Rapporto speciale sugli impatti del riscaldamento globale di 1,5°C*". In questo Rapporto, redatto nel 2018, si valuta il riscaldamento globale di 1,5°C rispetto ai livelli preindustriali e sugli andamenti delle emissioni di gas serra ad esso associati. L'obiettivo era verificare se sia possibile contenere l'aumento di temperatura entro 1,5°C evitando così le gravi

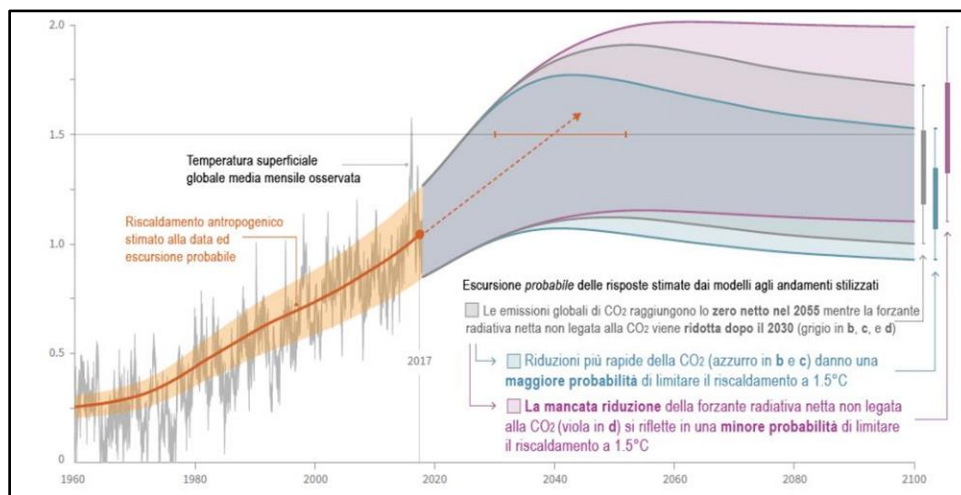
conseguenze collegate all'eventuale raggiungimento di un livello di riscaldamento pari a 2°C , sapendo che rispetto all'età preindustriale, abbiamo già raggiunto un aumento di 1°C . Le previsioni sono che, senza gli adeguati interventi sull'emissioni di gas serra, il target di $1,5^{\circ}\text{C}$ si raggiungerà già entro il 2030. La distribuzione del riscaldamento globale non sarà omogenea sul pianeta, ma ci saranno zone più soggette ad un innalzamento di temperatura rispetto ad altre.



Riscaldamento globale nel decennio 2006-2015 rispetto ai livelli preindustriali

Dall'osservazione di questa figura, si nota che l'emisfero nord viene maggiormente interessato dall'innalzamento di temperatura, rispetto all'emisfero sud, soprattutto nel periodo invernale con un riscaldamento prossimo a circa 3°C .

La probabilità di limitare il riscaldamento a $1,5^{\circ}\text{C}$ è strettamente correlata alle emissioni cumulate di CO_2 e alla forzante radiativa futura non legata all'anidride carbonica. Ciò lo si può evincere dalla figura seguente in cui è visibile il cambiamento della temperatura globale, l'andamento delle emissioni di CO_2 e l'andamento delle forzanti.

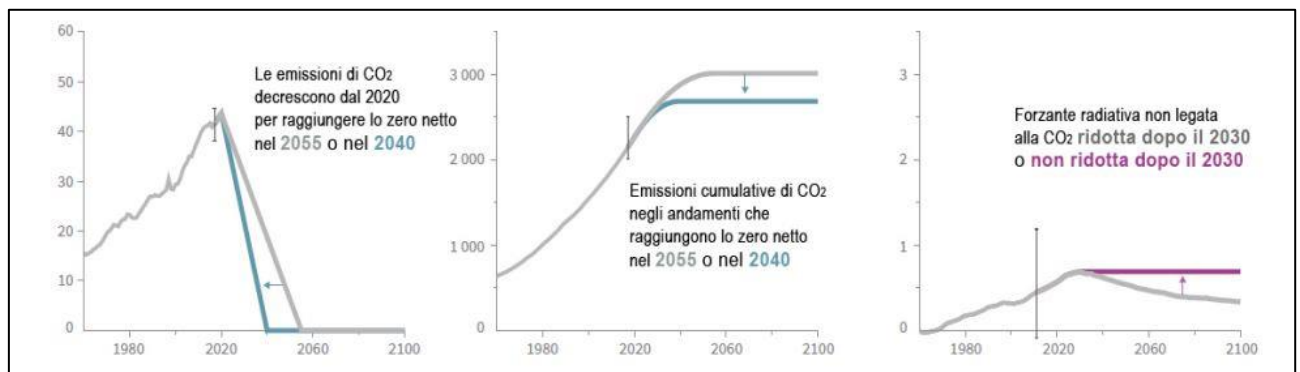


Cambiamenti nella temperatura superficiale media globale osservata e riscaldamento antropogenico stimato

La variazione di temperatura superficiale mensile è indicata dalla linea grigia verticale, fino al 2017, mentre il riscaldamento antropogenico dalla linea arancione continua. Si nota che intorno a quest'ultima è presente una sfumatura arancione che indica l'intervallo di variazione probabile. Dal 2017 in poi si ha una linea arancione tratteggiata, essa indica l'andamento stimato del riscaldamento antropogenico, se quest'ultimo continuerà al tasso attuale, fino al raggiungimento di 1,5°C, punto in cui è presente anche una linea orizzontale dello stesso colore che è detta “linea d'errore” e comprende l'intervallo temporale in cui può ricadere l'andamento tratteggiato. Nella parte destra della figura si notano tre diverse fasce:

1. La fascia grigia indica l'andamento del grafico se le emissioni globali di CO₂ raggiungessero lo zero netto entro il 2055 e la forzante radiativa netta non legata alla CO₂ venisse ridotta dopo il 2030.
2. La fascia azzurra indica l'andamento del grafico se le emissioni globali di CO₂ raggiungessero lo zero netto nel 2040 (decrescita CO₂ più rapida).
3. Infine la fascia viola indica l'andamento del grafico nel caso in cui la CO₂ raggiungesse lo zero netto nel 2055 e ci fosse una mancata riduzione della forzante radiativa non legata alla CO₂ dopo il 2030.

Le linee verticali poste all'estrema destra della figura sono linee di errore che mostrano gli intervalli probabili della distribuzione stimata del riscaldamento globale al 2100, in funzione dei tre casi analizzati. Si nota che nel caso 2 si ha una maggiore probabilità di limitare il riscaldamento a 1,5°C, rispetto agli altri due. Le tre fasce quindi stimano l'andamento del grafico dopo il 2017 in funzione degli andamenti stilizzati per le emissioni di CO₂ e per la forzante radiativa (vedi figura seguente).



Andamento delle emissioni nette globali di CO₂ (miliardi di tonnellate all'anno), emissioni cumulative nette di CO₂ (miliardi di tonnellate), andamento della forzante radiativa non legata alla CO₂ (watt/m²).

Da tali andamenti notiamo che riduzioni più rapide e immediate delle emissioni di CO₂, limiterebbero le quantità cumulative di gas nell'atmosfera. Inoltre l'aumento massimo della

temperatura è determinato dalle emissioni cumulative nette di CO₂ e dalla forzante radiativa netta non legata alla CO₂ dovuta a metano, ossidi di azoto, aerosol e altri agenti antropogenici.

Le proiezioni ottenute dai modelli climatici indicano significative differenze tra il momento attuale, quello in cui il riscaldamento globale arriverà a 1,5°C e quando varierà tra 1,5°C e 2°C. Tali differenze includono: aumenti della temperatura media nella maggior parte delle aree terrestri e oceaniche, precipitazioni intense in diverse regioni e scarsità di precipitazioni con fenomeni siccitosi in altre. I giorni di caldo estremo a medie latitudini potrebbero essere caratterizzati da temperature in aumento fino a 3°C per un riscaldamento globale di 1,5°C e fino a circa 4°C per 2°C di riscaldamento. Le notti di freddo estremo invece tenderebbero ad essere circa di 4,5°C più calde per un riscaldamento globale di 1,5°C e di 6°C più calde per un riscaldamento di 2°C.

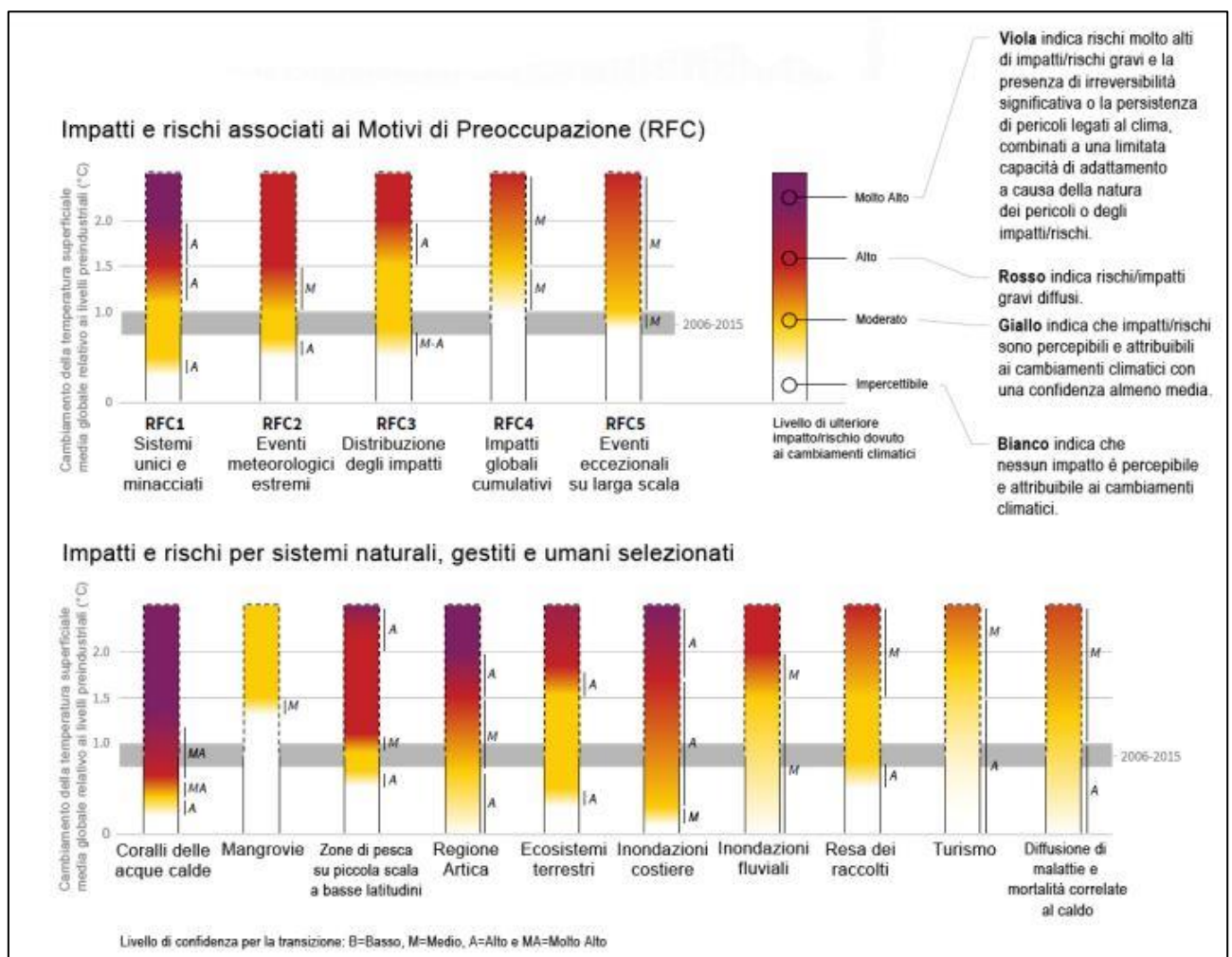
Come conseguenza delle precipitazioni intense invece, la quantità globale di terre emerse soggette a rischio inondazione cresce notevolmente e si stima che entro il 2100 l'innalzamento del livello del mare aumenti di 0,1 metri per un riscaldamento di 2°C, rispetto a quello che si avrebbe per un riscaldamento di 1,5°C. Il trend non si fermerà al 2100, ma il livello del mare continuerà a salire. L'entità e la velocità di questo aumento dipenderanno dagli andamenti futuri delle emissioni. Un andamento lento permetterebbe maggiori opportunità di adattamento dei sistemi umani ed ecologici nelle piccole isole e nelle zone costiere.

Rimanere entro il limite di 1,5°C, genererebbe una riduzione dell'innalzamento del livello del mare tale da garantire una minore esposizione a rischio per circa 10 milioni di persone. Inoltre, riuscire a soddisfare l'obiettivo proposto in questo rapporto ridurrebbe notevolmente l'impatto che altrimenti il riscaldamento avrebbe sugli ecosistemi terrestri.

Qualora ciò non avvenisse su 105.000 specie animali e vegetali, circa il 18% degli insetti, il 16% dei vegetali e l'8% dei vertebrati perderebbero più di metà delle loro aree di popolazione climatica. Ad esempio la tundra ad alte latitudini e le foreste boreali sarebbero particolarmente a rischio di degrado e riduzione d'estensione.

Ma i benefici di una limitazione del riscaldamento globale a 1,5°C, non riguarderebbero solo gli ecosistemi terrestri. Infatti una riduzione della temperatura degli oceani con conseguente diminuzione dell'acidità e aumento del livello d'ossigeno di quest'ultimi ridurrebbe notevolmente i rischi per gli ecosistemi marini, per la biodiversità e per gli ecosistemi delle barriere coralline. Viceversa ci sarebbe un importante spostamento delle aree abitabili da molte specie marine con conseguenti danni per gli ecosistemi, perdita di risorse costiere e riduzione della produttività delle zone di pesca e dell'acquacoltura (specialmente a basse latitudini). Le barriere coralline diminuirebbero del 99%, portando ad una perdita irreversibile dell'ecosistema.

Per quanto riguarda l'umanità i rischi del superamento del limite di 1,5°C sono legati ai mezzi di sostentamento, alla sicurezza alimentare, alle scorte d'acqua, alla salute ecc. A maggior rischio sarebbero sicuramente popolazioni svantaggiate e vulnerabili, come quelle indigene oppure comunità che dipendono da mezzi di sostentamento agricoli o costieri. In tal caso ci si aspetta che povertà, disagi e malattie colpiranno diverse centinaia di milioni entro il 2050, rispetto a quelle che si avrebbero rispettando il limite. Gli impatti e i rischi derivanti dal riscaldamento globale vengono associati in questo rapporto dell'IPCC ai **Motivi di preoccupazione** (RFC- *reasons for concerns*). Essi illustrano le conseguenze del riscaldamento di 1°C, 1,5°C e 2°C per le persone, l'economia e gli ecosistemi (vedi figura successiva).



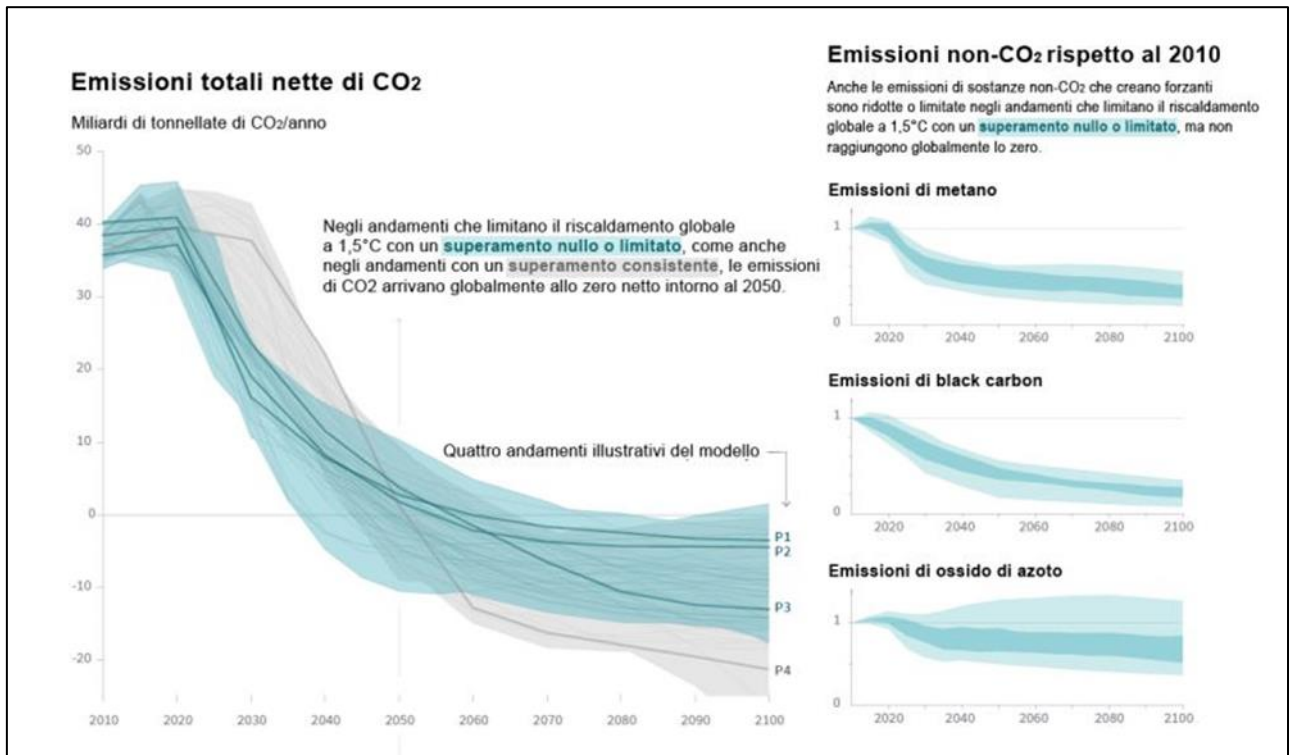
Motivi di preoccupazione rispetto ad un riscaldamento globale di 1°C, 1,5°C e 2°C

I **motivi di preoccupazione** si suddividono in cinque categorie:

1. RFC1, *sistemi unici e minacciati*. Sono quei sistemi ecologici e umani che hanno un'estensione geografica limitata vincolati a specifiche condizioni climatiche, specifiche specie viventi presenti o altre proprietà distintive. Ne sono un esempio le barriere coralline o l'artico e le sue popolazioni indigene.

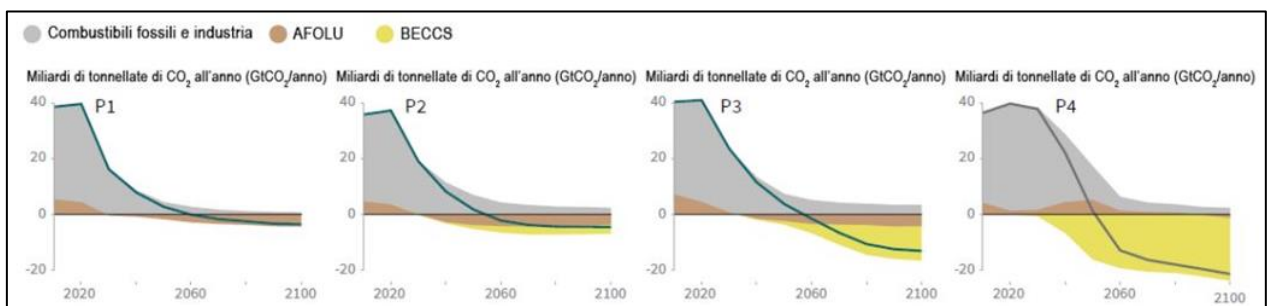
2. RFC2, *eventi meteorologici estremi*. Rischi per la salute umana, beni ed ecosistemi causati da eventi estremi come ondate di caldo record, precipitazione intense, siccità ecc.
3. RFC3, *distribuzione degli impatti*. Rischi sbilanciati per alcune zone del pianeta in funzione dei non omogenei cambiamenti climatici.
4. RFC4, *impatti globali cumulativi*. Degradazione, perdita di ecosistemi e biodiversità su scala globale.
5. RFC5, *eventi eccezionali su vasta scala*. Cambiamenti relativamente grandi, improvvisi e a volte irreversibili. Ne è un esempio la fusione delle calotte glaciali della Groenlandia e dell'Antartide.

Evitare il superamento di 1,5°C, quindi, è di fondamentale importanza e in questo un ruolo fondamentale è svolto dalle emissioni di CO₂. Negli andamenti simulati dai modelli climatici, per un superamento limitato o nullo del limite di 1,5°C, le emissioni nette di anidride carbonica antropogeniche diminuiscono del 45% rispetto ai livelli del 2010 entro il 2030, raggiungendo lo zero netto intorno al 2050. Tali riduzioni possono comprendere diverse combinazioni di misure di mitigazione, creando un equilibrio tra uso di energie e risorse, tasso di decarbonizzazione e l'impiego di tecniche di rimozione di CO₂. I modelli utilizzati presentano inoltre consistenti riduzioni delle emissioni di metano e *black carbon*, circa del 35% entro il 2050. Le emissioni diverse dalla CO₂ possono essere mitigate attraverso misure di contenimento attuate soprattutto nel campo energetico. In aggiunta è possibile agire anche sul settore agricolo per mitigare le quantità di protossido di azoto, sul settore dei rifiuti per il metano ecc. Detto questo, il rapporto specifica le caratteristiche generali dell'evoluzione delle emissioni antropogeniche di CO₂, metano, *black carbon* (particolato carbonioso proveniente dalla combustione incompleta di prodotti petroliferi) e ossido di azoto nel tempo, negli scenari modellistici che limitano il riscaldamento globale a 1,5°C. Le riduzioni rappresentate saranno frutto della combinazione di varie tecniche di mitigazione (vedi figura).



Andamento emissioni globali negli scenari modellistici che limitano il riscaldamento a 1,5°C

Nella figura successiva, vengono presentati quattro andamenti illustrativi del modello (P1, P2, P3, P4) che rappresentano differenti strategie di mitigazione nette per rientrare nel limite di 1,5°C. Tutti gli andamenti utilizzano la rimozione del biossido di carbonio (CDR – *Carbon Dioxide Removal*), contributi relativi alla bioenergia con cattura e stoccaggio del carbonio (BEECS – *Bioenergy with Carbon Capture and Storage*) e rimozione di emissioni nei settori agricoltura, silvicoltura e altri usi del suolo (AFOLU – *Agriculture, Forestry and Other Land Use*). Le quantità però variano nei quattro andamenti.



Andamenti illustrativi del modello

Vengono analizzati singolarmente i seguenti scenari.

P1: è uno **scenario** in cui le innovazioni sociali, commerciali e tecnologiche portano a una minore domanda di energia fino al 2050. Un sistema energetico di entità più ridotta rende possibile una rapida decarbonizzazione delle forniture energetiche. Per la rimozione del biossido di carbonio,

l'azione contemplata è la riforestazione, mentre i combustibili fossili non sono utilizzati né per la cattura e lo stoccaggio del carbonio, né per il BECCS.

P2: è uno **scenario** con una forte attenzione alla sostenibilità che riguarda la quantità di energia, lo sviluppo umano, la tendenza allo stesso fine economico (convergenza) e la cooperazione internazionale, come anche i cambiamenti verso modalità di consumo sostenibili e sani, innovazioni tecnologiche *low carbon* e sistemi per l'uso del suolo ben gestiti con limitata accettabilità per il BEECS.

P3: è uno **scenario** in cui lo sviluppo sociale e tecnologico si mantiene fedele a quelli che sono stati gli sviluppi storici. Le riduzioni avvengono mediante un cambiamento del modo in cui energia e beni vengono prodotti e, in misura minore, attraverso una riduzione della domanda.

P4: è uno **scenario** che prevede intenso utilizzo di risorse energetiche, con conseguente crescita economica e adozione diffusa di stili di vita tali da generare una notevole quantità di emissioni di gas serra. Le riduzioni vengono principalmente ottenute facendo uso di CDR mediante l'impiego di BEECS.

Per P1, P2 e P3 si ha un superamento del limite di 1,5°C nullo o limitato. Per P4 invece si ha un superamento cospicuo. Tali approcci di mitigazione variano ampiamente nelle proiezioni in funzione di futuri sviluppi socio-economici, come crescita demografica ed economica.

9.4 La siccità

Uno degli effetti del riscaldamento globale è l'aumento di frequenza e intensità degli eventi meteorologici estremi, come ad esempio la siccità alla quale è particolarmente soggetta l'Europa meridionale. Essa può essere definita come un fenomeno determinato da una condizione temporanea di riduzione della disponibilità idrica in un determinato luogo d'interesse. Non esiste tuttavia un'unica definizione, in quanto occorre specificare a quali ambiti si faccia riferimento, siano essi naturali, sociali o economici. Si può quindi parlare di **siccità meteorologica** in caso di diminuzione delle precipitazioni, di **siccità idrologica** in presenza di uno scarso apporto idrico nel suolo, nei corsi d'acqua o nelle falde acquifere, di **siccità agricola** se si ha deficit del contenuto idrico nel suolo agrario con conseguenti problemi per le colture e di **siccità socio-economica** se ci si riferisce agli aspetti più squisitamente economici e sociali.

L'impatto che questo fenomeno ha sull'ambiente è strettamente correlato al perdurare di condizioni di scarso apporto meteorologico, quindi la scala temporale assume un ruolo fondamentale. Ad esempio una carenza di pioggia di 6-12 mesi avrà effetto solo sulla portata dei fiumi, mentre per un periodo maggiore (1-2 anni) graverà anche sulla disponibilità di acque sotterranee. In generale eventi di scarsità idrica sono associati a una riduzione della capacità di

offerta del sistema naturale che rende insufficiente il soddisfacimento della domanda media a lungo termine. Tali problematiche sono comuni a zone caratterizzate da scarse precipitazioni, ma anche a zone sovraffollate o soggette ad intensa attività agricola e industriale ove la richiesta idrica è rilevante rispetto alle risorse disponibili. Nel 2007 è stato stimato che l'11% della popolazione europea e il 17% del suo territorio sono stati affetti da eventi di siccità, con un danno economico di 100 miliardi di euro tra il 1976 e il 2006. Recenti studi sul periodo 1951-2015 hanno evidenziato come, soprattutto nel periodo estivo, l'Europa meridionale è stata la zona maggiormente soggetta a questi fenomeni, trend che sembra essere confermato anche considerando gli scenari meteorologici previsti per il periodo 2041-2100.

A livello nazionale analizzando gli impatti del riscaldamento globale sulle risorse idriche si stima che, mantenendo la situazione attuale di emissione di gas serra, ci possa essere una riduzione della disponibilità idrica del 40% tra il 2080 e il 2099.

9.5 Gli indicatori idrologici di siccità

Le condizioni di scarsità idrica si manifestano da una parte in termini di forte riduzione dei livelli nei corpi idrici interessati da prelievi e/o dalle portate fluenti o erogate (sorgenti) e dall'altra in termini di difficoltà nel sopperire ai fabbisogni per i diversi usi della risorsa idrica. Tali condizioni si manifestano per una concomitanza di più fattori meteo-climatici e di natura antropica. Perciò è fondamentale disporre in tempo reale dei dati di monitoraggio delle principali grandezze idrologiche quali: **precipitazioni, temperature, portate** dei corsi d'acqua e sorgenti, **livelli di falda**. Solo disponendo di tali dati è possibile ad esempio allestire un modello di bilancio in tempo reale che consenta di conoscere, con accettabile certezza, la quantità della risorsa idrica in un dato punto della rete idrografica e delle falde, oppure calcolare indicatori per il monitoraggio e la quantificazione della siccità, che permettano di affrontare con le giuste misure le condizioni di scarsità idrica derivanti da questo fenomeno.

Il Ministero dell'Ambiente e della Tutela del Territorio e del Mare (MATTM) nel 2016 ha istituito gli "*Osservatori permanenti per gli utilizzi idrici*" a cui oltre al MATTM partecipano soggetti attivi come il Ministero delle Politiche Agricole Alimentari e Forestali (MiPAAF), il Ministero delle Infrastrutture e dei Trasporti (MIT), l'Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale (ISPRA), l'istituto nazionale di statistica (ISTAT) ecc. Si ha così una struttura operativa permanente a supporto del governo integrato dell'acqua che, in particolare, cura la raccolta, l'aggiornamento e la diffusione dei dati relativi alla disponibilità e all'uso della risorsa idrica nei Distretti Idrografici. Essa fornisce inoltre una dettagliata regolamentazione circa gli usi e i prelievi soprattutto in corrispondenza di eventi di siccità e definisce un set comune di indicatori

che permette un monitoraggio e una caratterizzazione, anche in termini di impatti, del grado di gravità di tali fenomeni.

Esistono molti indicatori di siccità, quali: lo *Standardized Precipitation Index* (SPI), il *Water Explotation Index Plus* (WEI+), lo *Standardized Run-off Index*, ecc. Il loro studio dettagliato esula dagli scopi dei presenti Appunti

Di seguito, si farà riferimento al solo SPI che è un indicatore ampiamente diffuso sia a livello nazionale che internazionale per il monitoraggio, su diverse scale temporali, della siccità in termini di deficit (o surplus) di precipitazione rispetto alla media climatologica.

Lo SPI è stato proposto da McKee et al. nel 1993 ed è un indicatore statistico che quantifica il deficit (o il surplus) di precipitazione basandosi sul confronto tra la precipitazione registrata in un determinato luogo e in un assegnato periodo di mesi (t), con la distribuzione a lungo termine della precipitazione cumulata per quel luogo e per lo stesso periodo di tempo t . In altre parole, se si vuole calcolare lo SPI a 1 mese per il mese di giugno in un dato luogo, si dovrà considerare la serie delle precipitazioni registrate in quel determinato luogo nel mese di giugno per gli anni passati. Se invece si vuole calcolare lo SPI a 6 mesi alla fine di giugno, si metterà a confronto la pioggia registrata nel periodo gennaio-giugno con la serie a lungo termine della pioggia gennaio-giugno registrata negli anni passati, e così via.

Il calcolo dello SPI si basa quindi sull'analisi di una serie storica, a lungo termine, di osservazioni di precipitazione aggregate su un determinato intervallo temporale. Occorre considerare serie temporali con almeno 30 anni continui di precipitazioni mensili. In generale una climatologia più robusta porta ad una conseguente maggiore robustezza statistica dell'indicatore e quindi a una minore incertezza nella valutazione della condizione di siccità o di surplus d'acqua. La serie storica di precipitazione aggregata è interpolata mediante una distribuzione di probabilità teorica.

Sia x la serie temporale di precipitazione costituita da n osservazioni aggregate al passo temporale t (3, 6, 12, 24 o 48 mesi, scale temporali arbitrarie ma tipiche per i deficit di precipitazione che influenzano le fonti d'acqua utilizzabili), per ogni $x > 0$ la distribuzione gamma $g(x)$ è definita come:

$$g(x) = \frac{1}{\beta^\alpha \Gamma(\alpha)} x^{\alpha-1} e^{-x/\beta}$$

dove: α = parametro di forma (> 0), β = parametro di scala (> 0) e $\Gamma(\alpha)$ = funzione gamma.

L'interpolazione si ottiene mediante una stima ottimale dei parametri α e β ottenuta col metodo della massima verosimiglianza:

$$\hat{\alpha} = \frac{1}{4A} \left(1 + \sqrt{1 + \frac{4A}{3}} \right)$$

$$\hat{\beta} = \frac{\bar{x}}{\hat{\alpha}}$$

dove: $A = \ln(\bar{x}) - \frac{1}{n} \sum_n \ln(x)$; \bar{x} = media delle n osservazioni di precipitazione

La distribuzione cumulativa di probabilità è data da:

$$G(x) = \int_0^x g(x) dx = \frac{1}{\hat{\beta} \hat{\alpha} \Gamma(\hat{\alpha})} \int_0^x x^{\hat{\alpha}-1} e^{-x/\hat{\beta}} dx$$

La distribuzione gamma non è definita per $x = 0$, ma la serie delle precipitazioni cumulate possono contenere molti zeri, ossia i periodi di non pioggia. Per questo motivo la distribuzione cumulativa è ridefinita come:

$$H(x) = q + (1 - q)G(x)$$

dove: q = probabilità di precipitazione nulla = m/n ; m = zeri nella serie temporale delle precipitazioni e n = numero totale di osservazioni.

Da un punto di vista computazionale, il valore di SPI può essere ottenuto utilizzando l'approssimazione proposta da Abramowitz e Stegun (1965) che converte la distribuzione cumulativa $H(x)$ della serie temporale x a quella di una variabile aleatoria normale Z :

$$Z = SPI = \begin{cases} -\left(h - \frac{c_0 + c_1 h + c_2 h^2}{1 + d_1 h + d_2 h^2 + d_3 h^3}\right) & \text{per } 0 < H(x) \leq 0,5 \\ +\left(h - \frac{c_0 + c_1 h + c_2 h^2}{1 + d_1 h + d_2 h^2 + d_3 h^3}\right) & \text{per } 0,5 < H(x) \leq 1 \end{cases}$$

Con:

$$h = \begin{cases} \sqrt{\ln\left(\frac{1}{(H(x))^2}\right)} & \text{per } 0 < H(x) \leq 0,5 \\ \sqrt{\ln\left(\frac{1}{(1 - H(x))^2}\right)} & \text{per } 0,5 < H(x) \leq 1 \end{cases}$$

I coefficienti $c_0, c_1, c_2, d_1, d_2, d_3$ sono noti e valgono:

$c_0 = 2,515517$; $c_1 = 0,802853$; $c_2 = 0,010328$; $d_1 = 1,432788$; $d_2 = 0,189269$; $d_3 = 0,001308$

Un fenomeno di siccità è tale quando lo SPI raggiunge valori negativi. È possibile definire l'intensità di siccità (o umidità) in funzione dei valori di SPI ottenuti (vedi tabella):

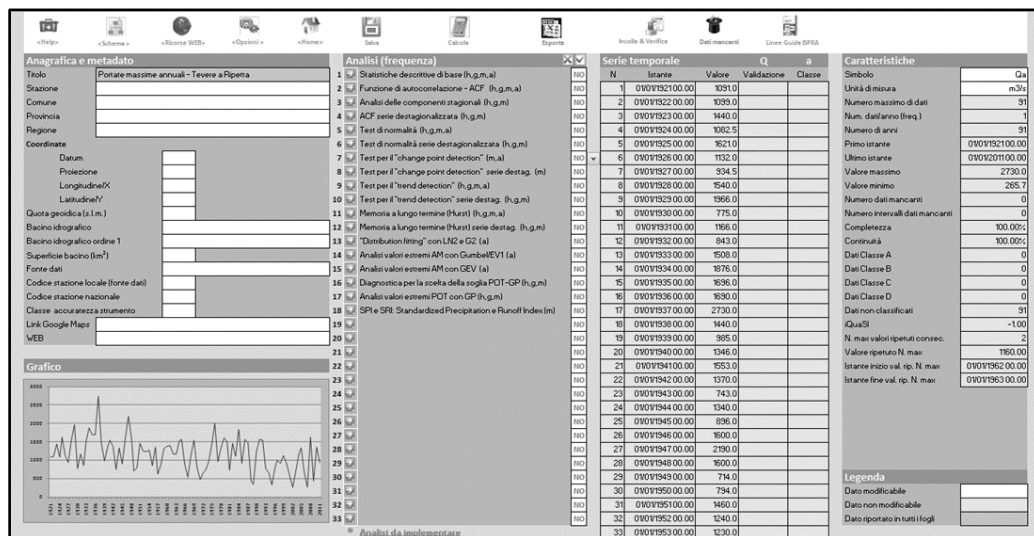
VALORE SPI	CLASSE
$SPI \geq 2$	Umidità estrema
$1,5 \leq SPI < 2,0$	Umidità severa
$1,0 \leq SPI < 1,5$	Umidità moderata
$-1,0 \leq SPI < 1,0$	Nella norma
$-1,5 \leq SPI < -1,0$	Siccità moderata
$-2,0 \leq SPI < -1,5$	Siccità severa
$SPI \leq -2$	Siccità estrema

Severità degli eventi di umidità e siccità in termini di SPI

In conclusione, lo SPI fornisce un'indicazione sulla relazione tra la quantità di precipitazione caduta in un determinato intervallo di tempo e l'andamento climatico medio nella località prescelta, portando così a definire se l'area monitorata è affetta da condizioni di siccità oppure no. Dal momento che è distribuito secondo una funzione di probabilità normale, è possibile monitorare sia periodi secchi che periodi umidi. Valori negativi di SPI corrispondono a periodi più siccitosi rispetto alla media, ossia indicano un deficit di precipitazione, mentre valori positivi di SPI corrispondono a periodi più umidi, ossia indicano un surplus di precipitazione. Maggiore è la distanza negativa dalla media climatica, maggiore è la severità dell'evento siccitoso. Infine, il processo di normalizzazione che è alla base del calcolo di questo indice permette di confrontare i dati di località differenti e quindi di rappresentarli opportunamente su una stessa mappa.

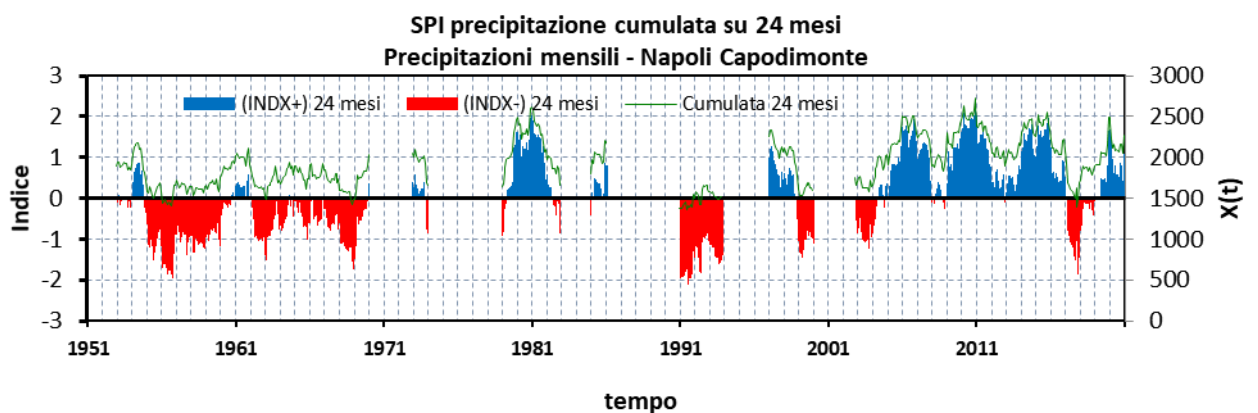
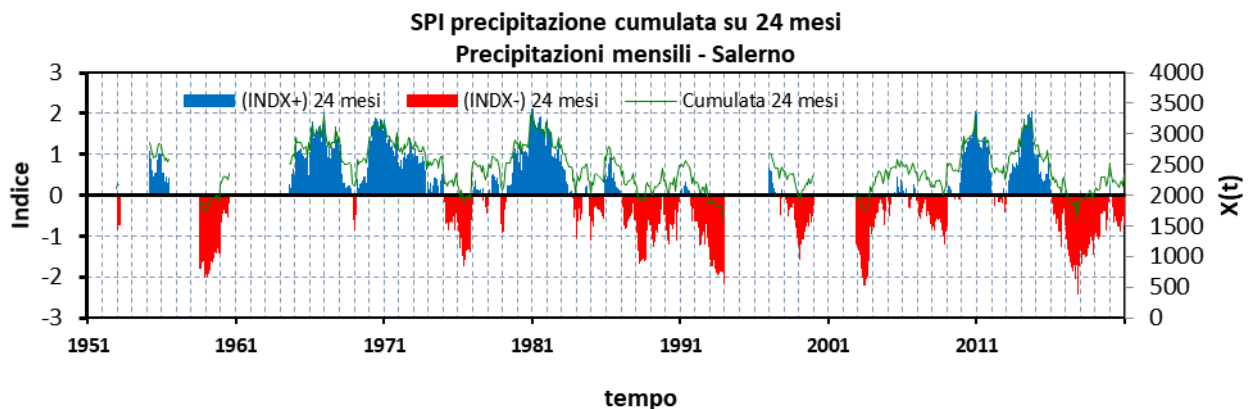
Di seguito, si riportano i risultati del calcolo per 2 stazioni pluviometriche della Regione Campania (Salerno e Napoli Capodimonte) per le quali sono disponibili osservazioni pluviometriche continue dal 1951 al 2020 (70 anni).

L'elaborazione dei dati mensili di pioggia, per il periodo considerato, è stata effettuata mediante un foglio di calcolo Excel allestito dall'ISPRA (Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale) e denominato "ANÁBASI – ANALisi statistica di BAsi delle Serie storiche di dati Idrologici" (vedi Figura successiva).



Schermata principale del programma ANABASI (foglio di input)

I grafici di SPI ottenuti, per le due stazioni considerate sono di seguito riportati e si riferiscono alle precipitazioni cumulate a 24 mesi (2 anni).

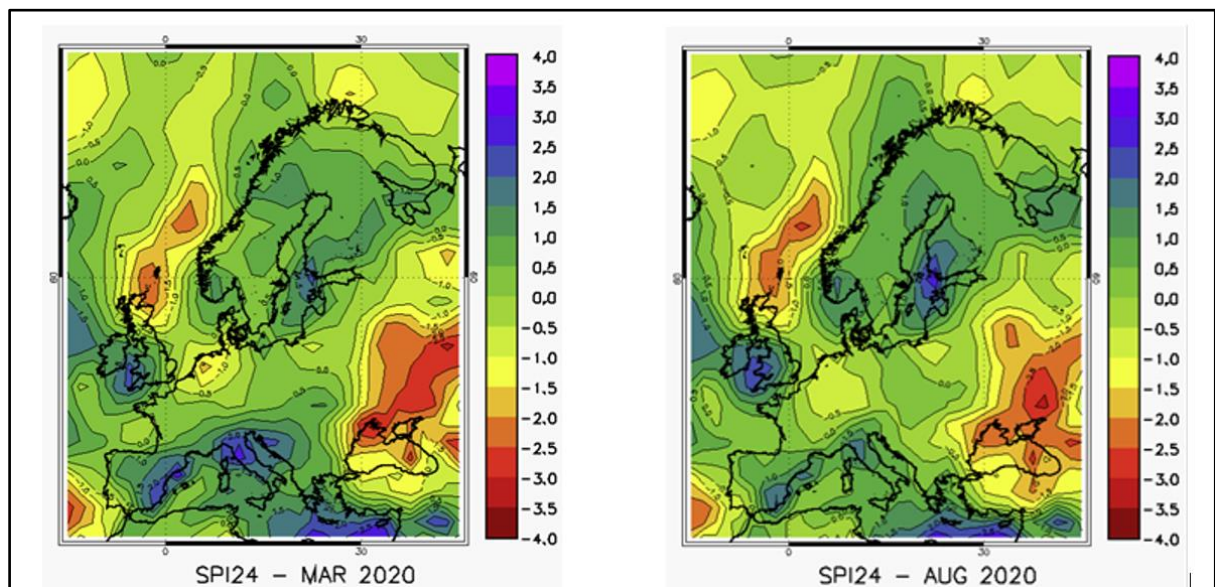


La siccità inizia quando il valore SPI è uguale o inferiore a -1,0 e termina quando il valore diventa positivo. In rosso è identificato un andamento negativo dello SPI e quindi un periodo temporale caratterizzato da siccità. Viceversa in blu si identifica un andamento positivo e quindi un periodo

umido. In verde invece è indicata la cumulata dei valori di precipitazione relative alla scala temporale presa in considerazione (24 mesi).

Per Salerno si nota un incremento della frequenza di periodi siccitosi dalla metà degli anni '80 e fino all'attualità con un intervallo più piovoso tra il 2009 e il 2016. Valori di siccità tra moderata e severa ($-1.5 \div -2.0$) si rilevano in tutto l'arco di tempo analizzato. Per Napoli Capodimonte, invece, si nota una diminuzione dei periodi siccitosi dagli anni '90 all'attualità ed un incremento deciso della piovosità tra 2004 e 2017. Frequenti periodi siccitosi abbastanza severi si osservano tra la metà degli anni '50 e la fine degli anni '60.

Disponendo di dati di osservazioni pluviometriche per molte stazioni di una regione geografica, è possibile allestire delle mappe di SPI con diversi intervalli temporali di aggregazione e ricavare informazioni sull'andamento della siccità (in rosso) e del run-off (in azzurro).



Mappe di SPI a 24 mesi per l'Europa nel 2020 (ISPRA, 2020)

Periodo prolungati di siccità fanno risentire i loro effetti, ad esempio, sulla ricarica dei serbatoi che alimentano le sorgenti riducendo le disponibilità atte a soddisfare la domanda idrica. Tutta l'Europa meridionale è soggetta a questo trend. In Italia nel gennaio 2020, stando ai dati ISPRA, si è registrato l'80% in meno di precipitazioni e una temperatura superiore di $1,87^{\circ}\text{C}$ la media storica. In Sicilia mancano all'appello 73 milioni di metri cubi d'acqua. La Puglia sta vedendo i propri invasi dimezzarsi nell'arco di 12 mesi, in Calabria la Coldiretti ha chiesto l'avvio delle procedure per il riconoscimento dello stato di calamità per la situazione di emergenza in particolare nella fascia Jonica che va da Sellia Marina a tutto il crotonese, in Basilicata invece mancano i 2/3 delle risorse idriche.

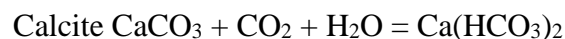
10. LA GEOMORFOLOGIA

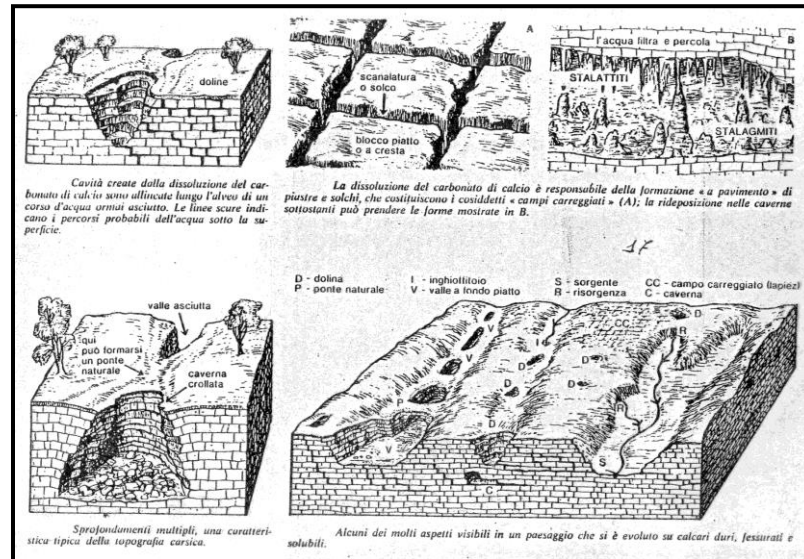
10.1 Premessa

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. Quindi lo studio delle cause di modellamento del rilievo terrestre è propedeutico allo studio dei fenomeni franosi ed alluvionali. Sotto questa prospettiva, si comprende che l'evoluzione del rilievo terrestre che, nel tempo, passa da uno stadio «giovane» (durante il quale i fenomeni erosivi in senso lato sono molto attivi) ad uno «maturo», fino ad uno stadio «senile» (nel quale i processi di smantellamento rallentano sensibilmente) è un processo ineluttabile che risponde ad un principio fisico generale secondo il quale il “disordine” del sistema aumenta progressivamente. Tuttavia, occorre ricordare che fenomeni tettonici possono causare il “ringiovanimento” del rilievo e quindi una ripresa dei fenomeni di demolizione per effetto della dinamica esogena.

10.2 Carsismo e Paesaggi carsici

Il termine *carsismo* deriva dal 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 CO_2 è il seguente:

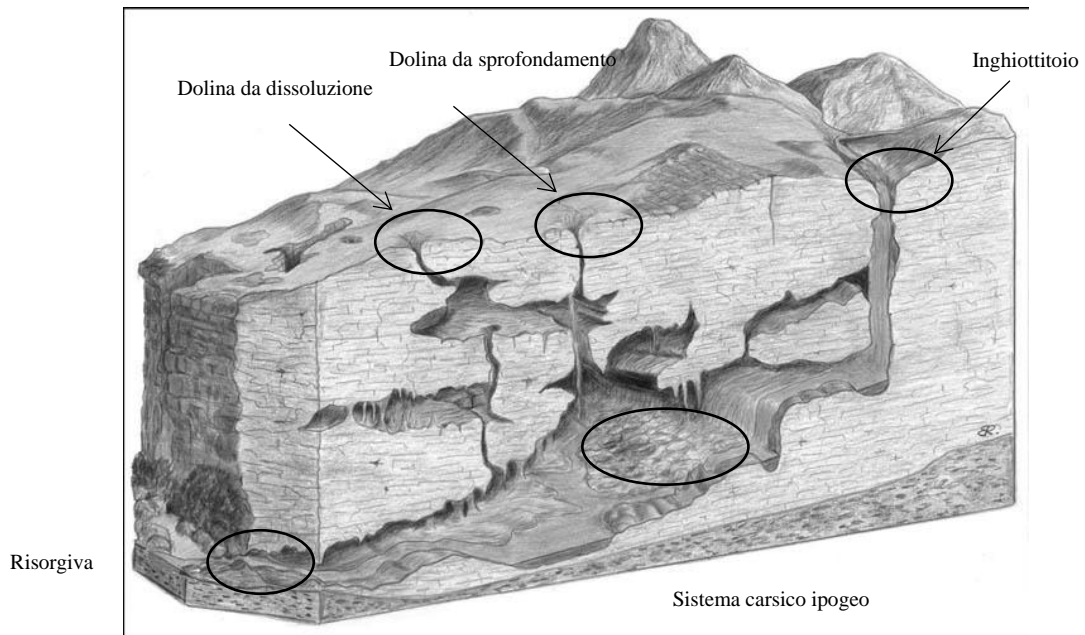




Principali paesaggi carsici

Questo processo chimico comporta la formazione di bicarbonato di calcio ($\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$). 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 CO_2 diminuisce, dal bicarbonato di calcio riprecipita il CaCO_3 , liberando anidride carbonica ed acqua. Questo processo naturale consente di mantenere invariata la quantità di CO_2 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 CO_2 (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.

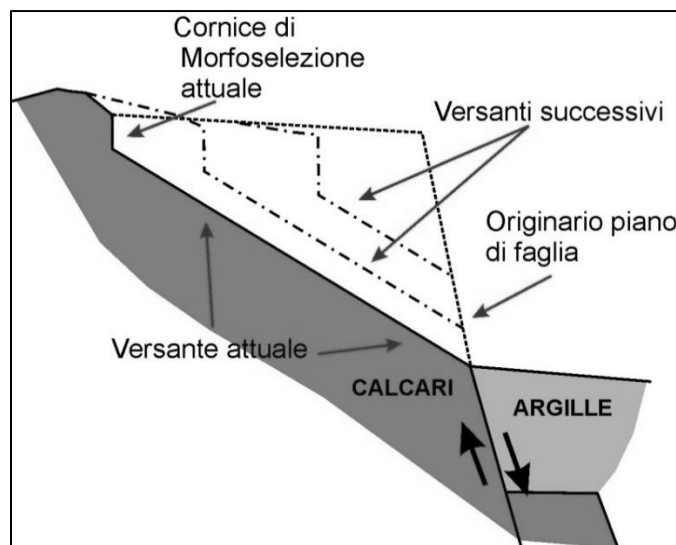
In ambienti ipogei le particolari condizioni climatiche che si vengono a creare ed il lento stillicidio di acque ricche di bicarbonato di calcio, creano le condizioni favorevoli allo sviluppo di “stalattiti”, “stalagmiti” e concrezioni di carbonato di calcio. Le stalattiti si sviluppano dall’alto verso 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.



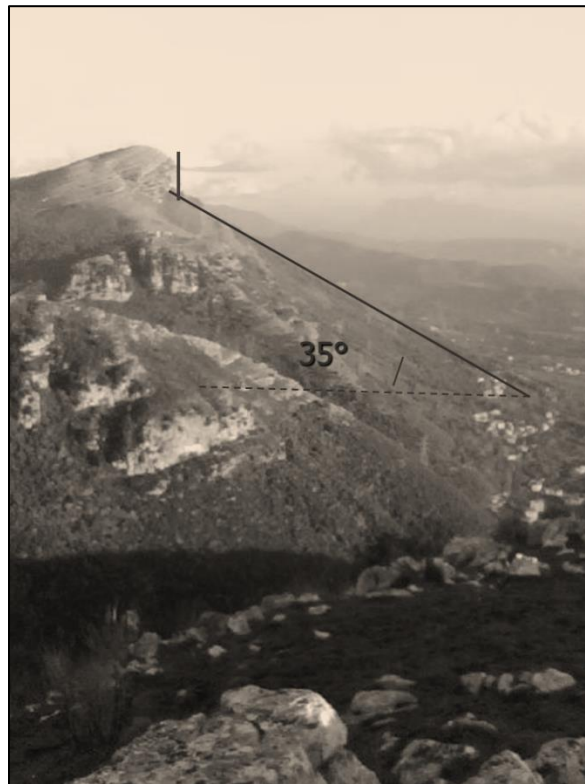
Concrezionamenti in cavità carsiche.

10.2.1 Evoluzione dei 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.

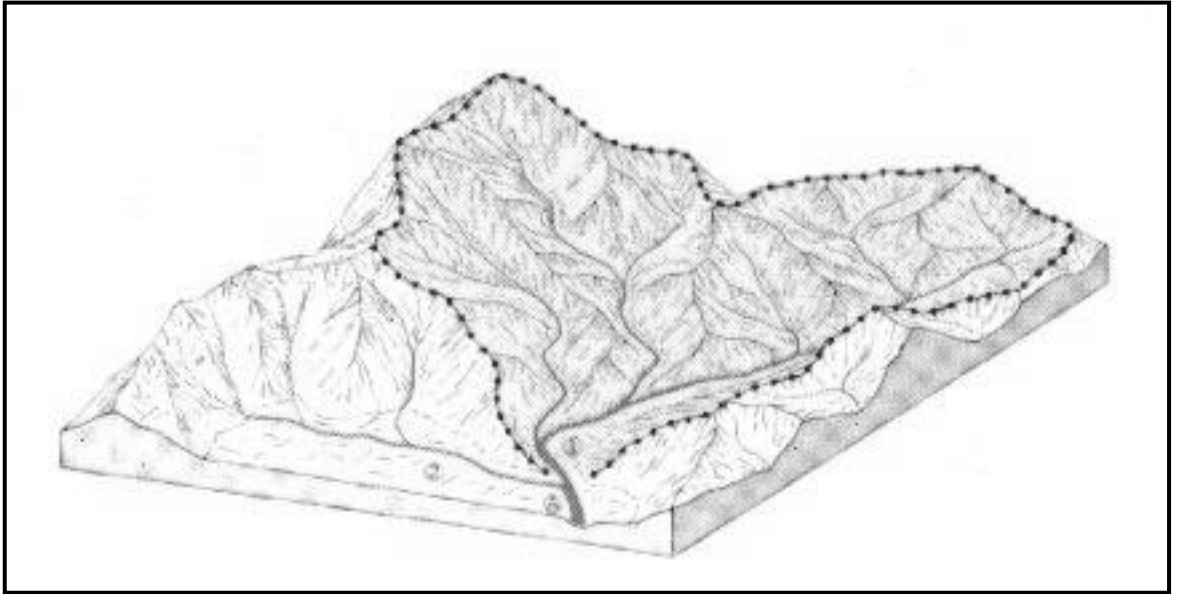
Le «cornici di morfoselezione» a volte presenti lungo il versante, sono dovute alla presenza di strati di roccia più resistenti all'erosione che consentono, quindi, la formazione di pareti subverticali.

10.3 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.

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

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

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

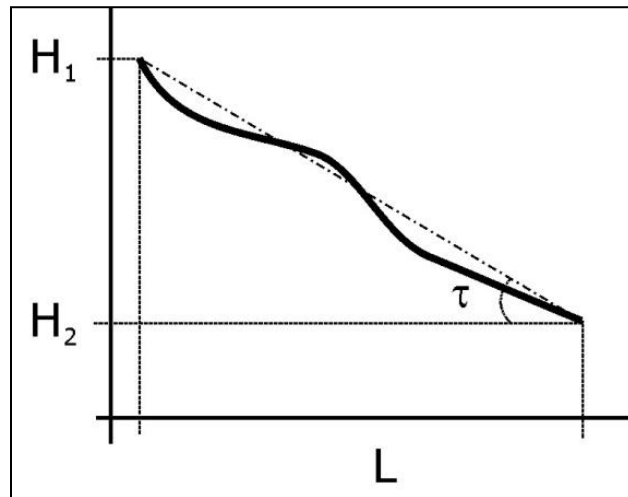
Le rocce scarsamente erodibili e/o ad elevata permeabilità, sono generalmente percorse da una rete idrografica piuttosto rada (bassa densità e frequenza di drenaggio), mentre invece quelle altamente erodibili ed impermeabili presentano una rete particolarmente fitta.

10.4 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.

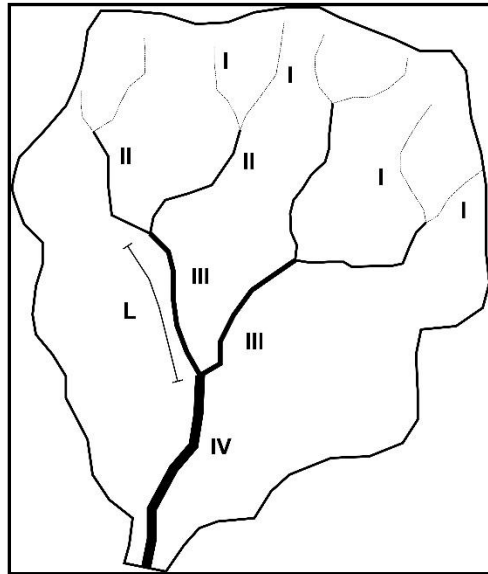
La pendenza media di un canale, detta anche «*gradiente medio di pendio*», influisce sulla capacità di trasporto solido dei corsi d'acqua, ovvero, la capacità della corrente, più o meno veloce, di erodere e trasportare con se le particelle di terreno del fondo e delle sponde del canale.



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

10.4.1 Il criterio di Horton

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.

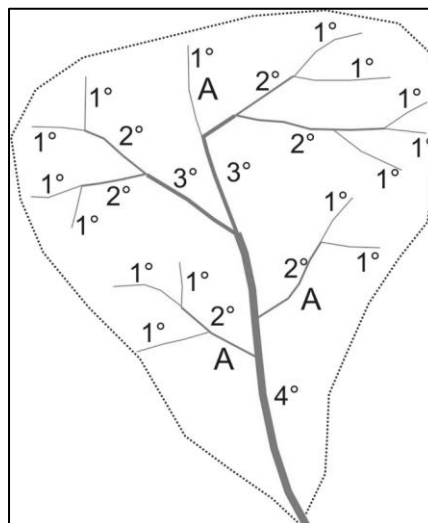


Classificazione dei canali fluviali secondo il criterio di Horton-Strahler.

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.



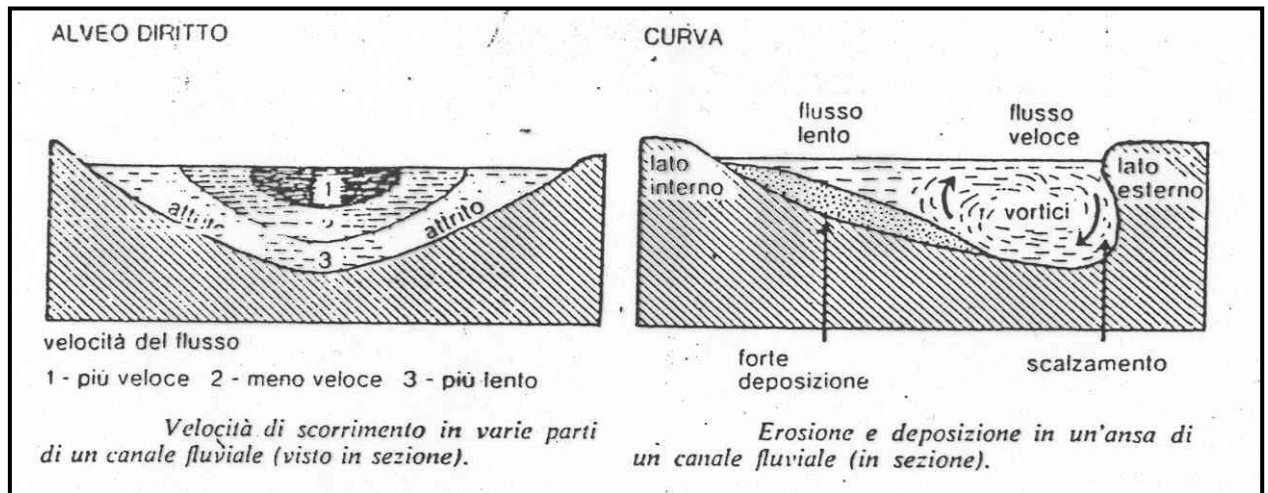
A= segmento anomalo.

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'erosibilità 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.

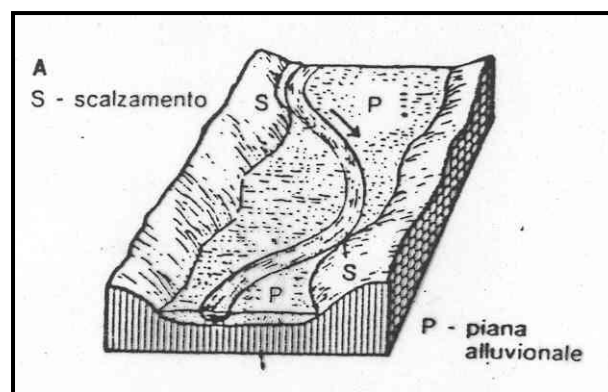
10.5 Dinamica fluviale

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.

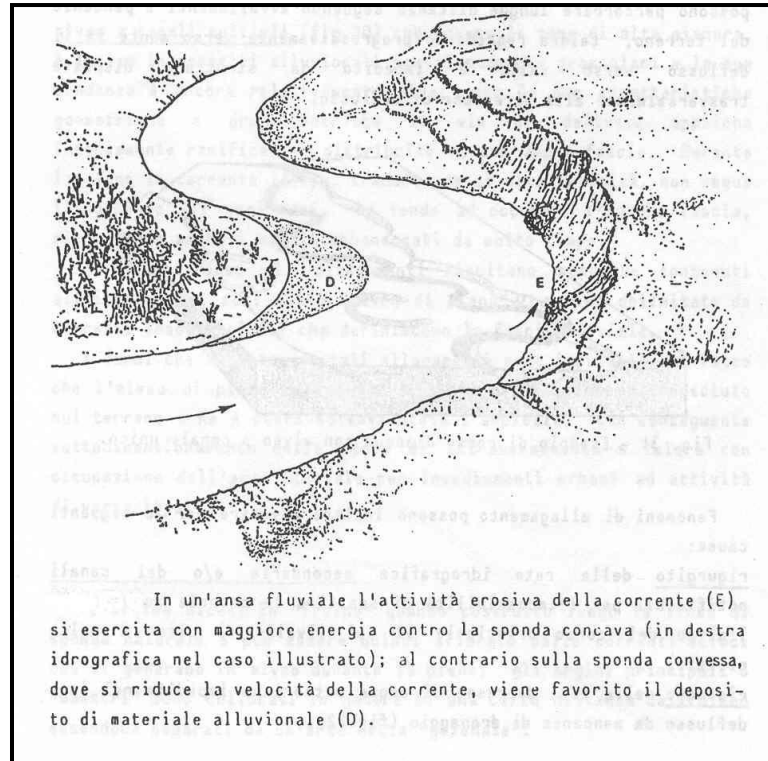
Di conseguenza, si generano fenomeni di erosione lungo le sponde ed al fondo del canale in relazione alla velocità della corrente ed alle dimensioni granulometriche dei detriti (sabbie e ghiaie) presenti sul fondo e dei terreni che formano le sponde del canale stesso.



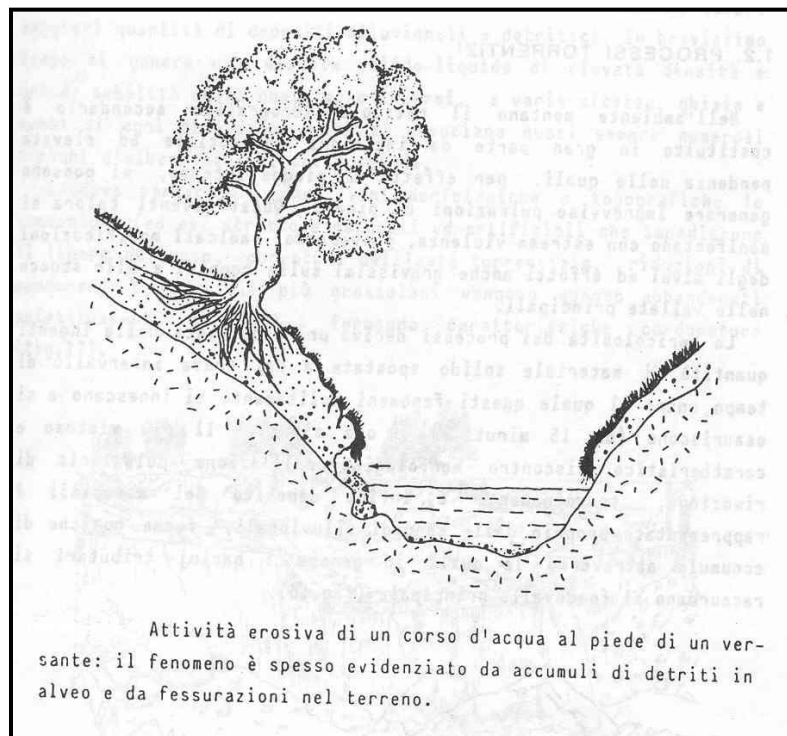
Andamento di un alveo fluviale in zone di pianura.

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.

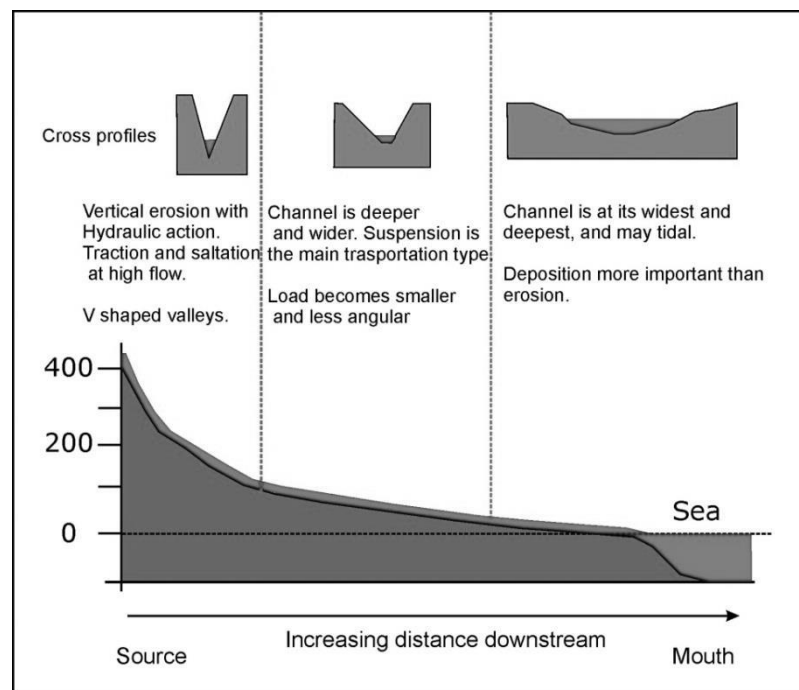


Processo di scalzamento al piede ad opera dell'acqua incanalata con conseguente frana.

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.

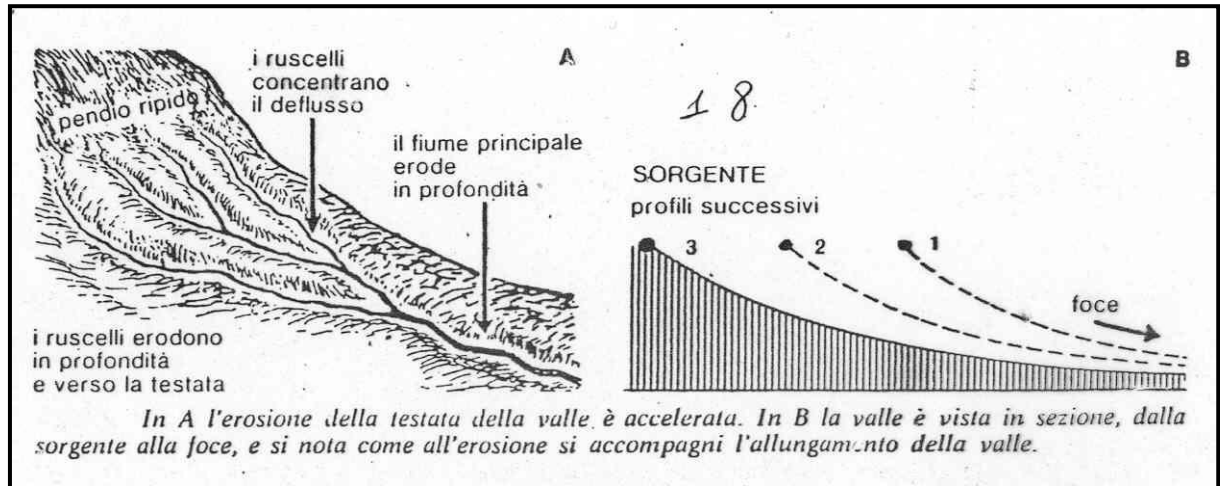
10.5.1 Profilo d'equilibrio di un corso d'acqua e punto neutro

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.

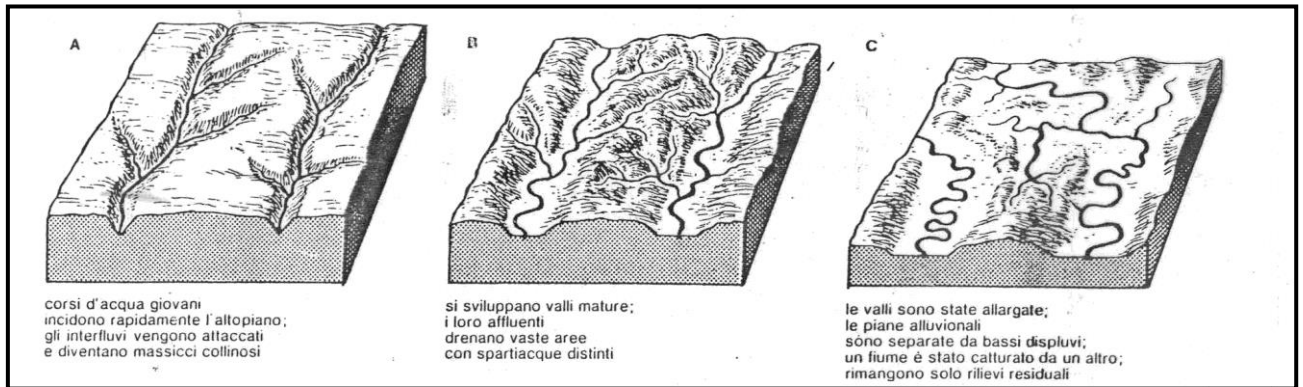


Profili trasversali e longitudinali di un corso d'acqua nelle aree montane, collinari e di foce, rispettivamente.

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.



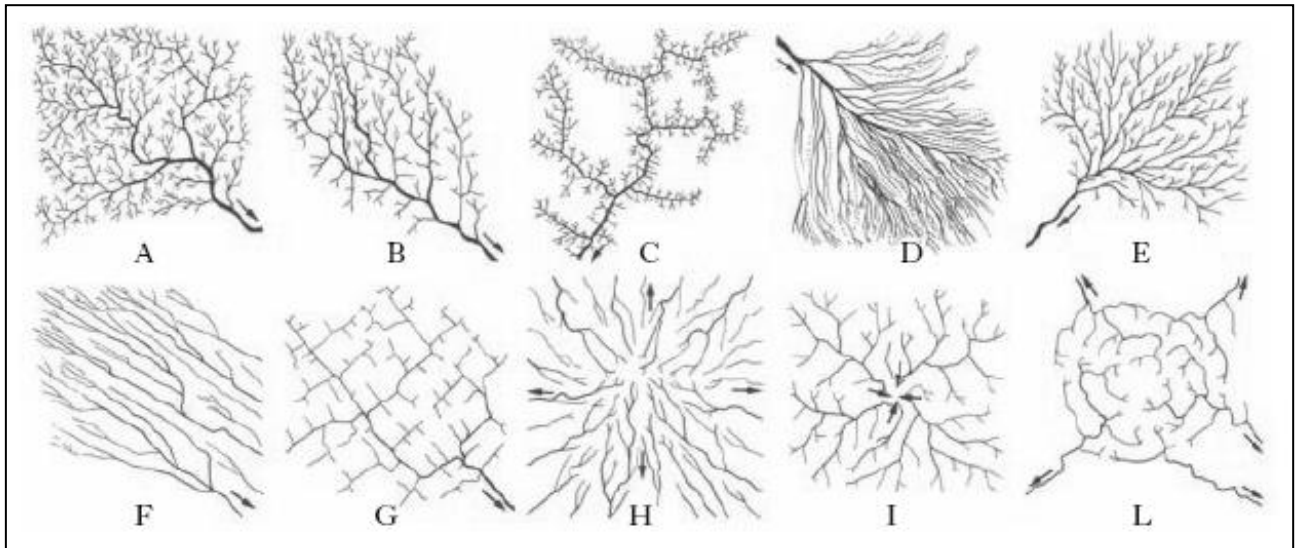
Erosione retrogressiva (A) e diversi profili di equilibrio nel tempo da 1 a 3 con conseguente diminuzione della pendenza longitudinale (B).



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).

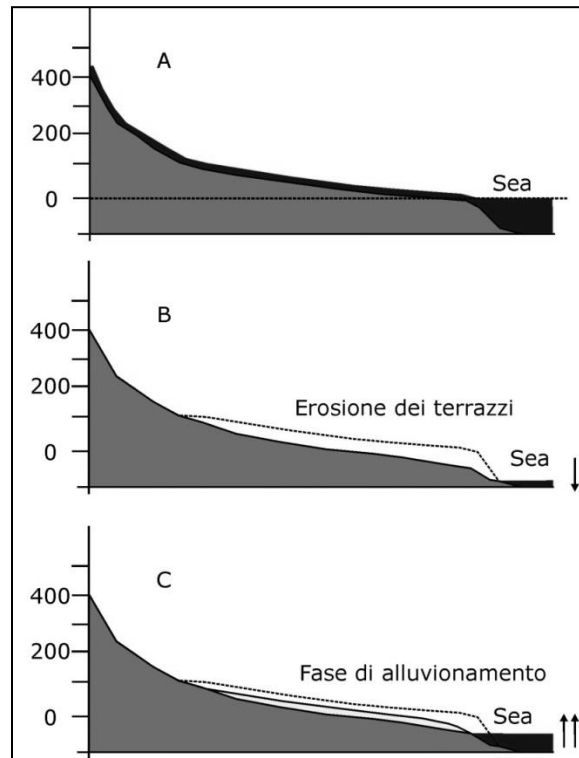


Forme assunte dai reticoli fluviali, in funzione della litologia e dell'assetto strutturale del rilievo terrestre. Dendritico (A, B); Pinnato (C), Divergente (D, E); Traliccio (F, G); Radiale (H, I, L).

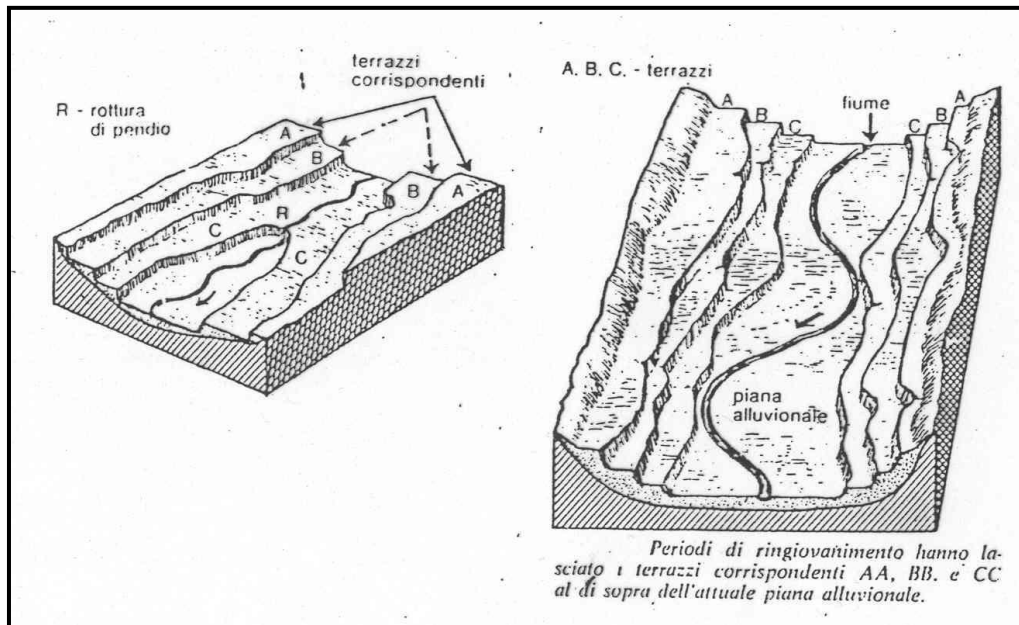
10.6 Processo di formazione dei terrazzi fluviali

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.

10.7 Restringimenti d'alveo

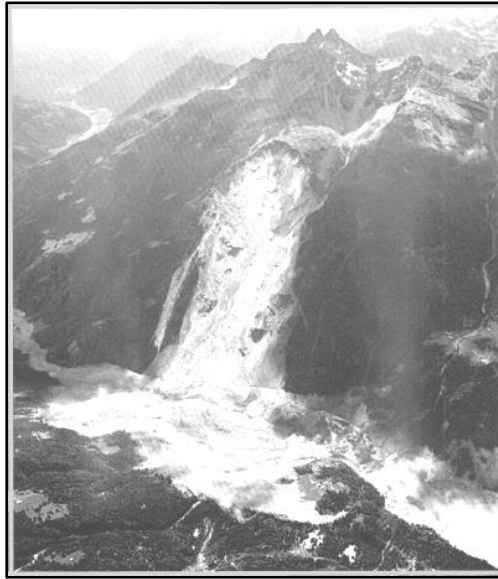
La riduzione della sezione di deflusso di un alveo può avvenire per cause naturali o antropiche. L'irrigidimento delle sponde, dovute alla realizzazione di opere spondali mal progettate può creare ad esempio altrettante situazioni di aumentata pericolosità idraulica, in occasione di piene.



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.

10.8 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 $20 \times 10^6 \text{ m}^3$.

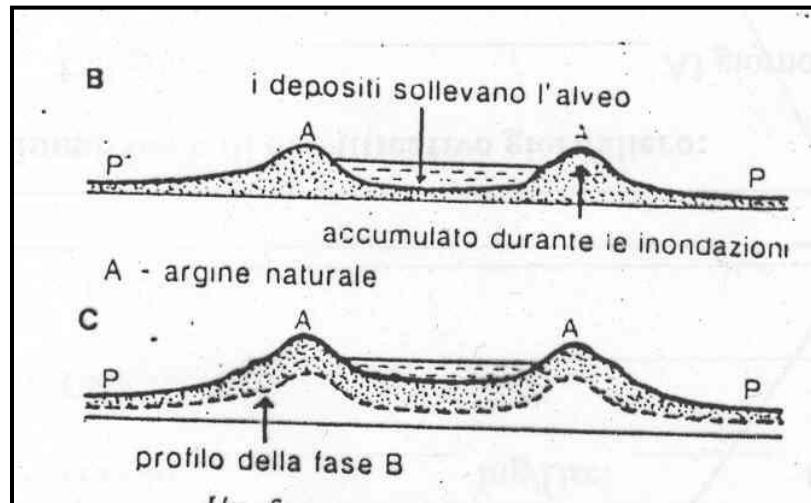


Il lago di cui alla figura precedente, in fase di svuotamento controllato.

10.9 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.

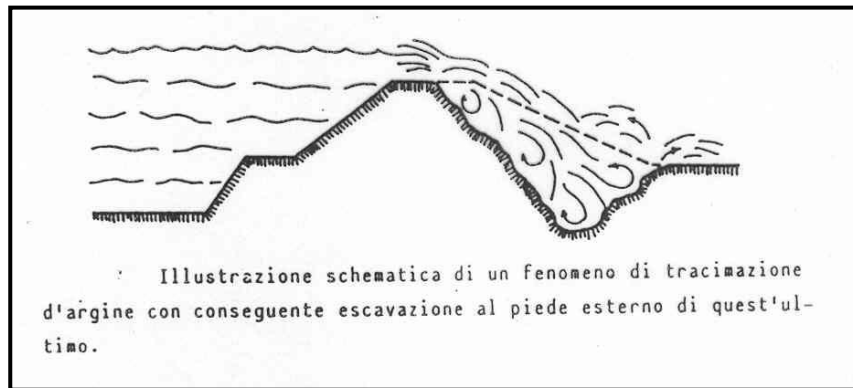
La rottura degli argini durante una piena provoca la sommersione della pianura circostante con gravi danni alle persone, alle abitazioni ed alle infrastrutture.



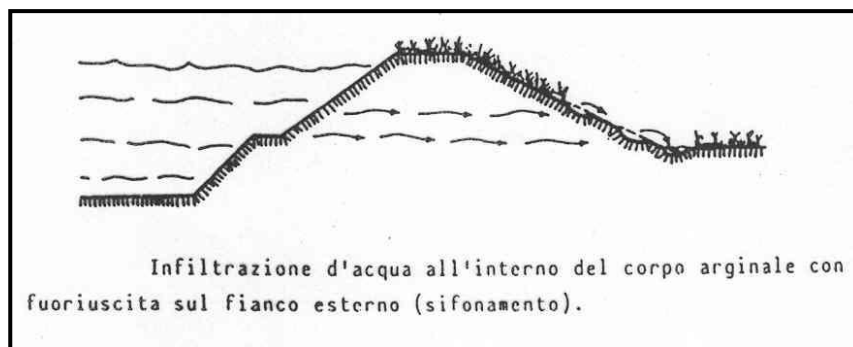
Allagamento a causa del cedimento per sifonamento di un argine.

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.



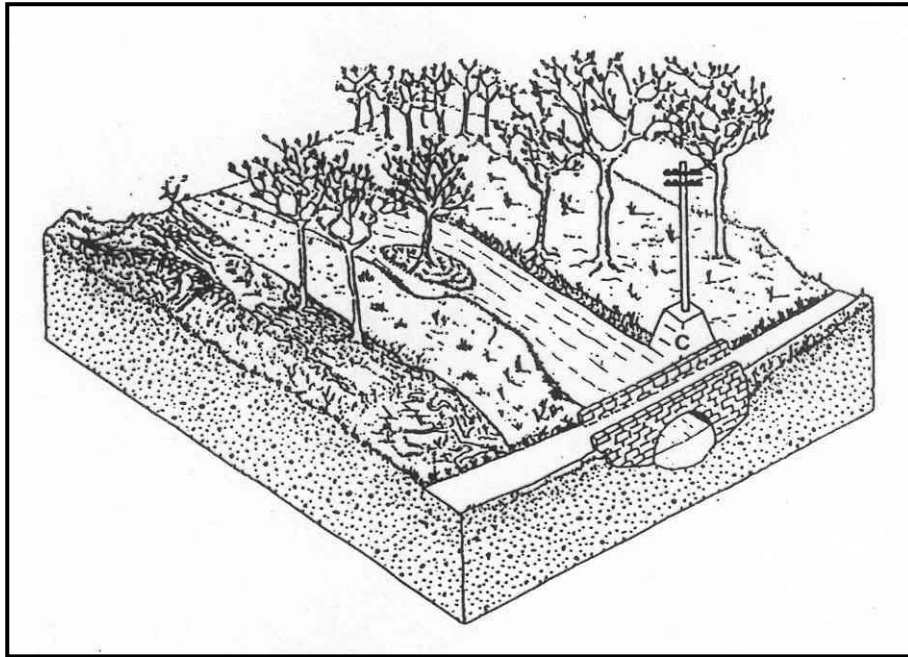
Tracimazione di un argine in terra.



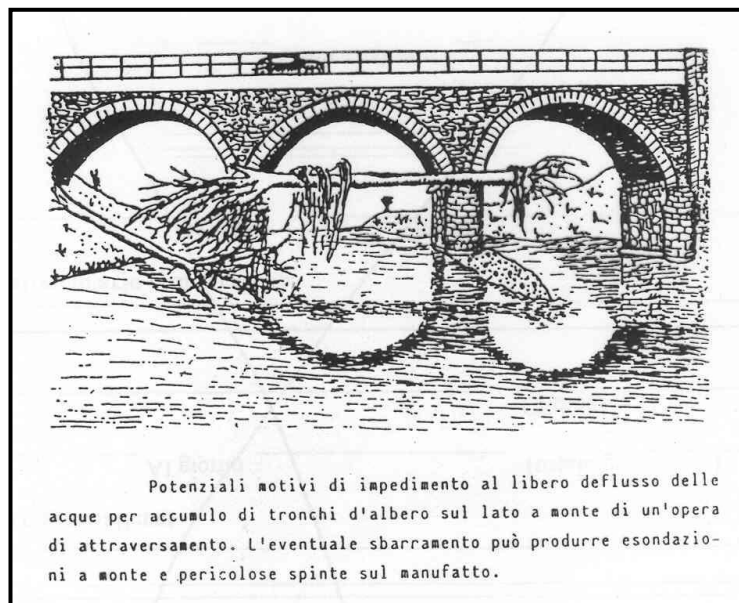
Sifonamento di un argine in terra.

10.10 Ostruzioni d'alveo e fenomeni di esondazione

E' opportuno ricordare che un fiume non porta solo acqua ma trascina con sè 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.



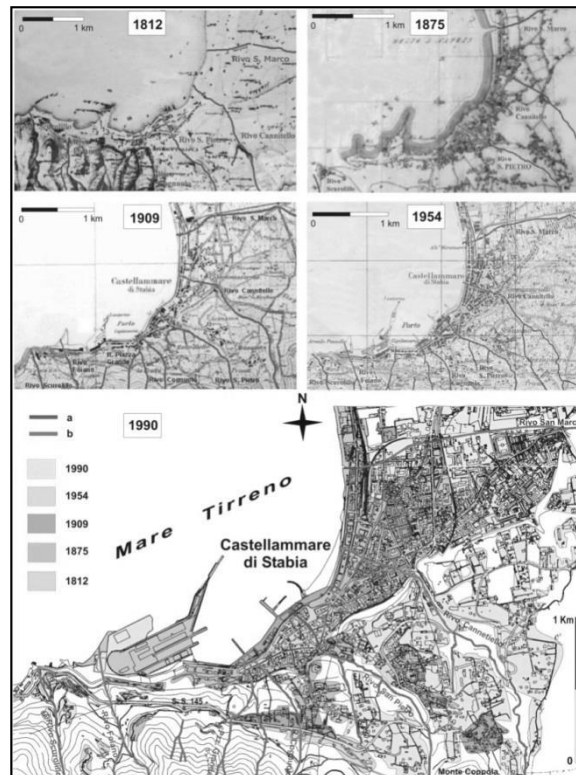
Impedimenti al libero deflusso delle acque in un alveo torrentizio: alberi di alto fusto e ponte con luce insufficiente.



Ostruzione delle luci di un ponte.

10.11 Alvei tombati

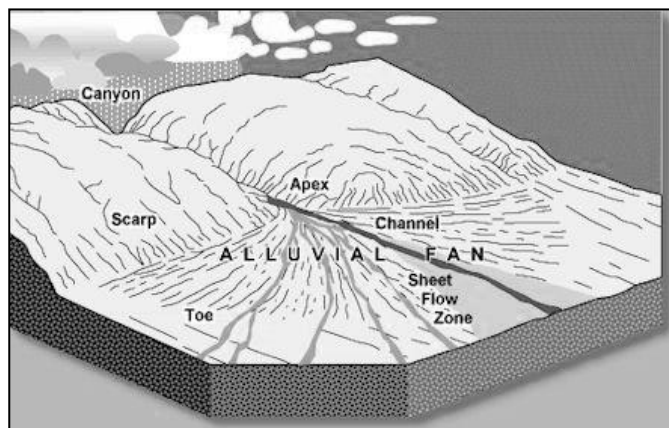
La crescita dei centri abitati ha comportato spesso, soprattutto negli ultimi secoli, la necessità di ricoprire gli alvei, con gravi conseguenze in termini di danni ed aumento della pericolosità idraulica. Infatti, in occasione di elevati apporti idrici nel reticolo idrografico con contemporaneo trasporto 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.

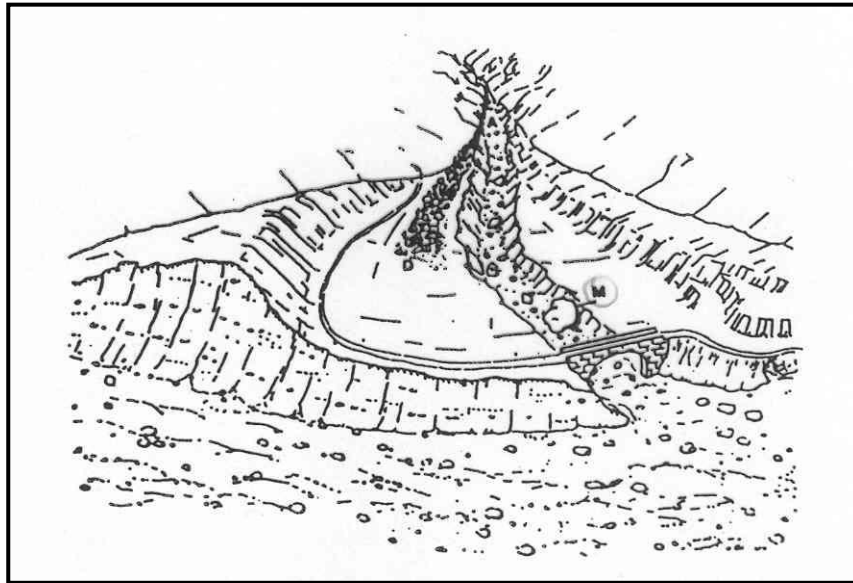
10.12 Conoidi di deiezione

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.

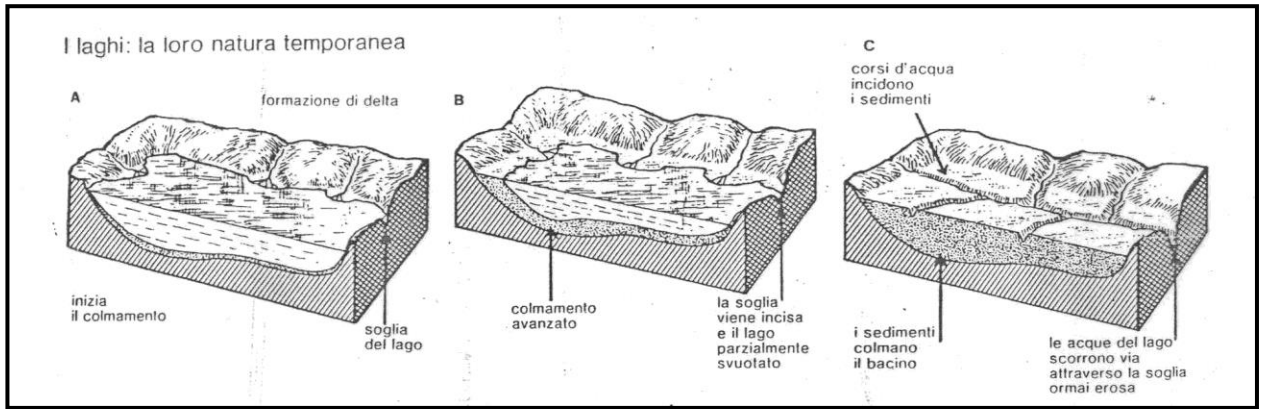
La conoide si definisce “attiva” se è ancora in grado di accrescersi durante eventi di piena. In questi casi i materiali abbandonati dal torrente si riversano nella pianura distruggendo tutto quello che incontrano lungo il loro percorso. Se per motivi diversi, il torrente riesce a scavarsi un nuovo alveo 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.

10.13 I 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.



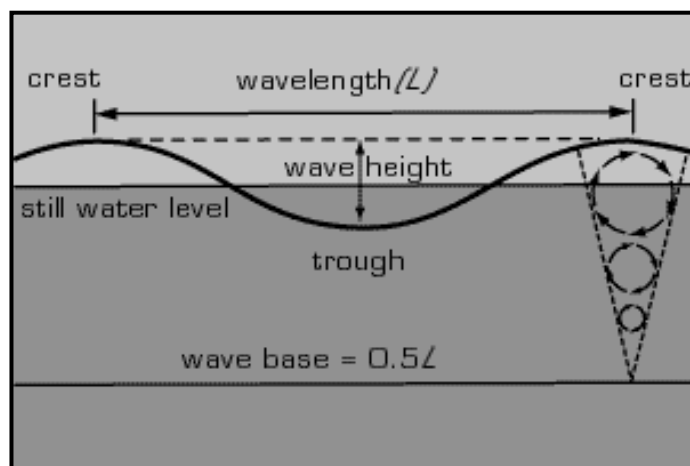
Una volta creatosi il lago, i detriti trascinati dai corsi d'acqua tributari iniziano a colmarlo; inoltre la soglia del lago può essere lentamente erosa dalle acque stesse (A). Proseguendo il colmamento da parte dei detriti e l'approfondimento della soglia, il lago si può parzialmente o totalmente svuotare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

10.14 Morfologie costiere

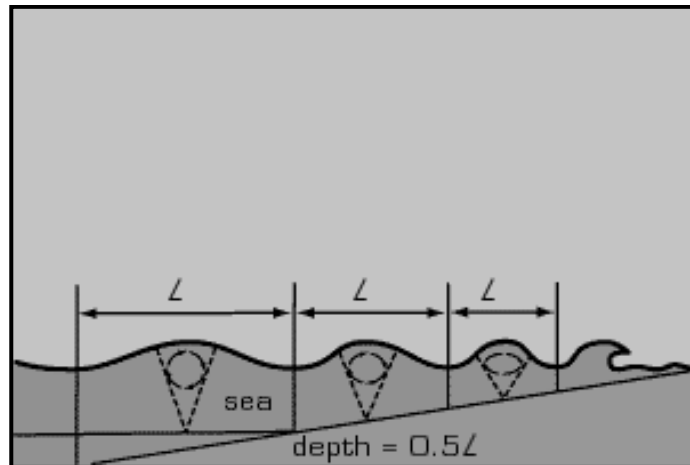
10.14.1 Le onde

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).



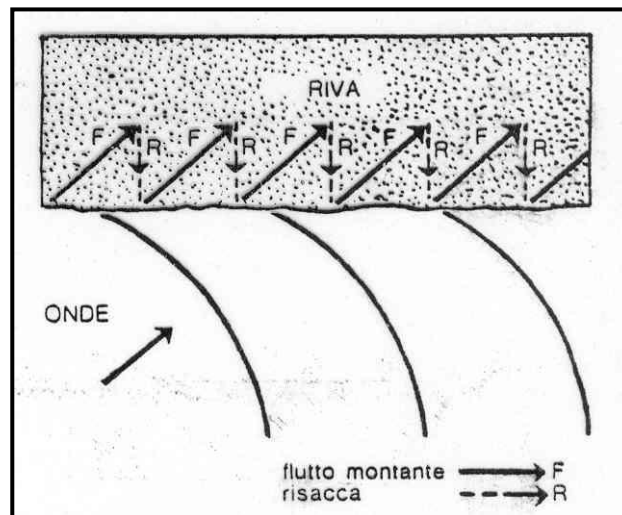
L'altezza dell'onda si misura tra il cavo e le creste di due onde successive. Il movimento delle molecole d'acqua in un'onda è di tipo circolare o ellittico. La lunghezza d'onda è la distanza tra due creste successive. La base dell'onda, al di sotto della quale non vi è più movimento delle molecole d'acqua,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

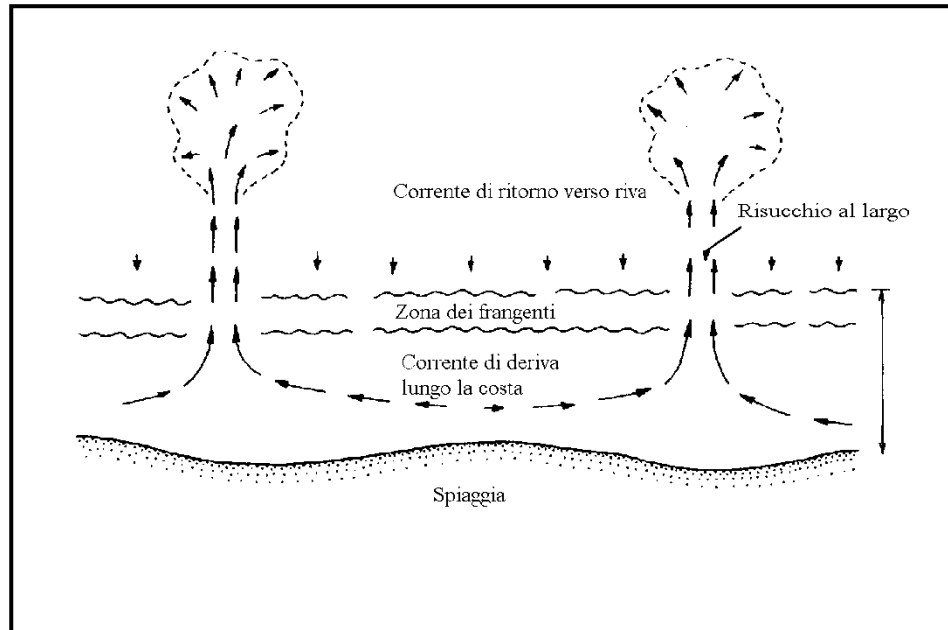


Avvicinandosi alla riva, la lunghezza d’onda diminuisce e l’altezza aumenta fino a che l’onda si frange, trasferendo energia alla spiaggia e/o alla falesia.

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.



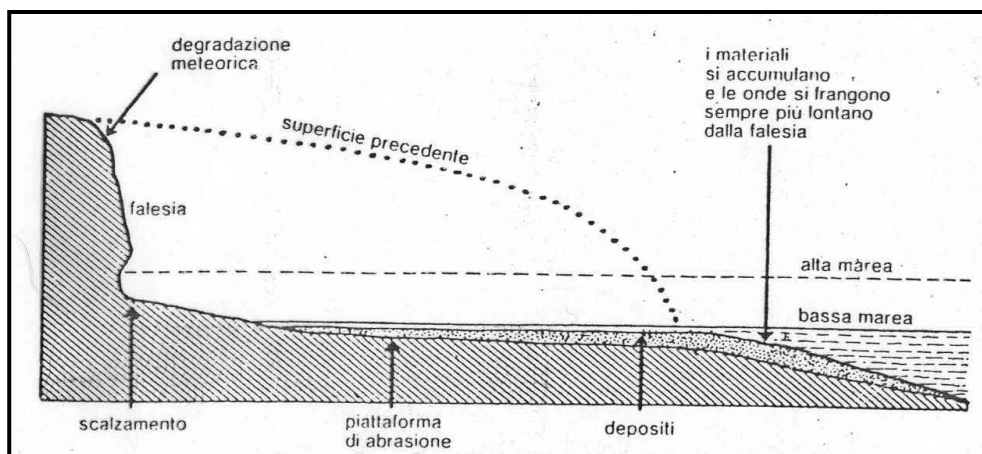
Formazione lungo la riva del flusso montante e della risacca.



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.

10.14.2 Coste basse

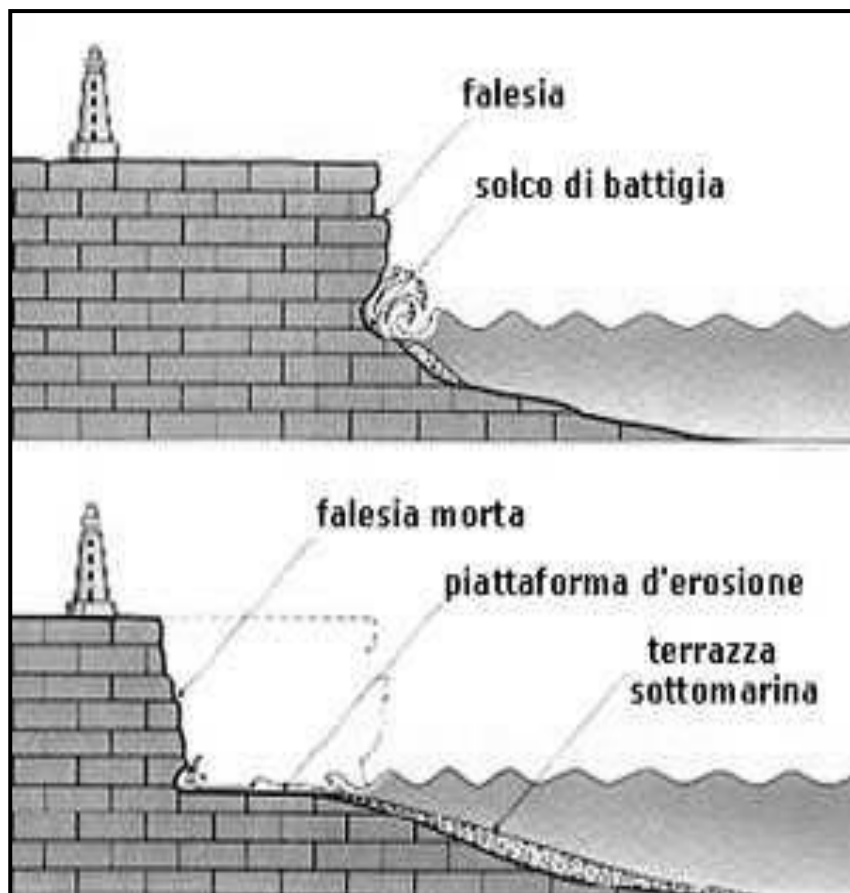
Una costa bassa, sabbiosa, è spesso formata da spiagge. La spiaggia è l'area compresa tra il punto più basso raggiunto dal livello del mare, durante la bassa marea e quello più alto raggiunto dalle onde di tempesta, durante l'alta marea. Le spiagge sono molto differenti tra di loro ma, di solito, sono 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.



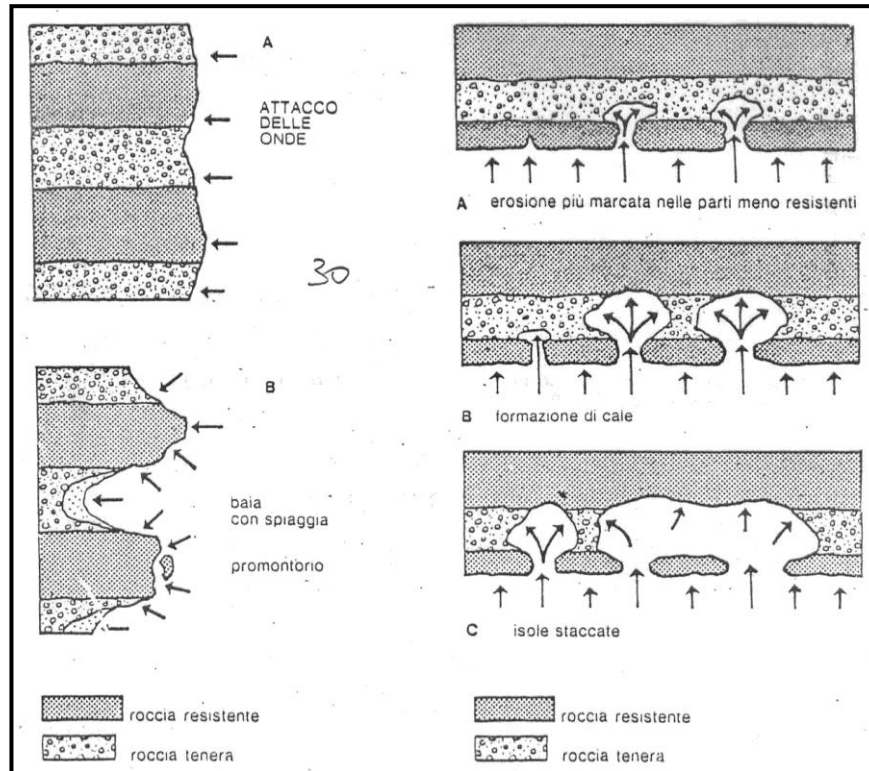
L'effetto combinato di erosione e sedimentazione sulla piattaforma di abrasione, crea la spiaggia.

10.14.3 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.



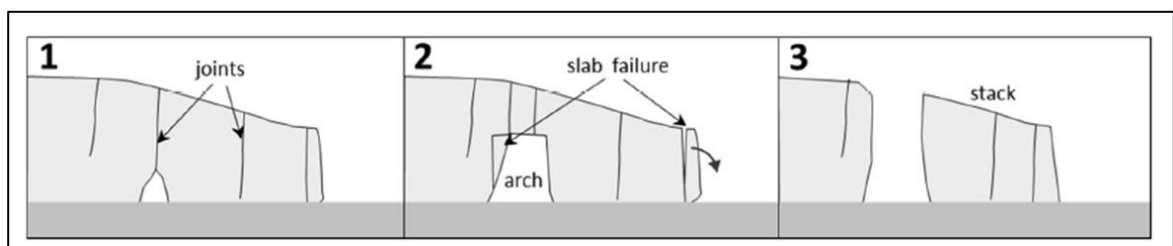
Meccanismo di formazione di una costa alta a falesie, per effetto di frane costiere indotte dallo scalzamento al piede da parte dal mare. Se gli strati rocciosi sono orizzontali, di solito l'altezza della falesia resta costante. Se gli strati sono inclinati verso mare (con disposizione detta a "franapoggio"),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

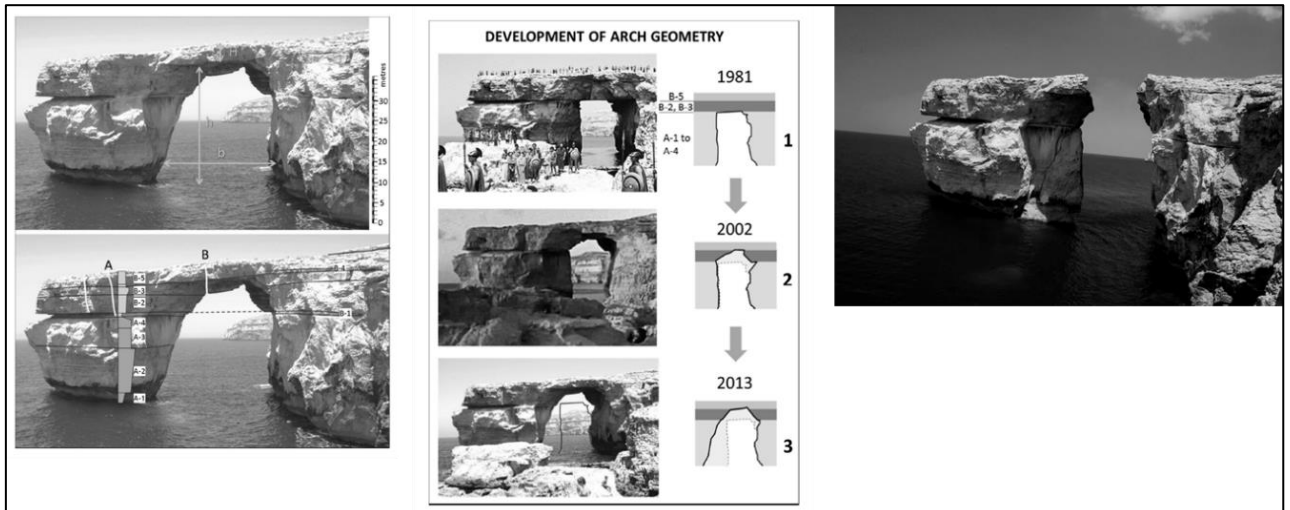
10.15 Formazione di archi e faraglioni

Gli archi marini si originano, di solito, a seguito dell'ampliamento di grotte poste in corrispondenza di promontori, a seguito di crolli multipli che avvengono dalla volta delle cavità. Le grotte, a loro volta, si formano in corrispondenza di faglie, fratture o zone di minor resistenza dell'ammasso roccioso e per la concomitante evoluzione del processo carsico.



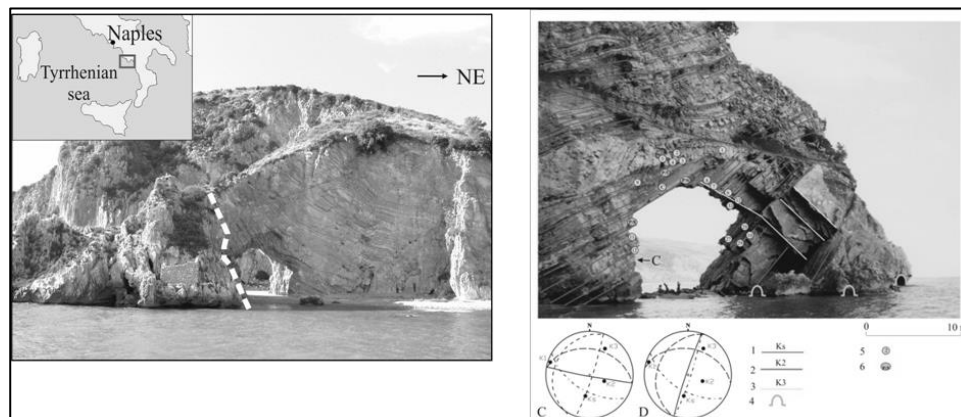
Processo di formazione di un arco e di un faraglione. 1) apertura di una grotta marina in corrispondenza di una faglia; 2) ampliamento della grotta a seguito di crolli multipli e formazione di un arco; 3) a seguito del crollo della volta dell'arco, si forma un faraglione.

Gli archi marini sono morfologie transitorie destinate a durare solo poche centinaia di anni. Dal loro crollo si formano i faraglioni che, sempre per effetto del moto ondoso, vengono anch'essi distrutti nel giro di pochi secoli, in dipendenza dell'energia espressa dal moto ondoso.



L' «Azure window» dell'isola di Gozo (Malta) era un arco marino crollato nel marzo 2017. A) dimensioni dell'arco originario; B) stratigrafia della successione geologica che formava l'arco; C) situazione attuale con il faraglione residuo.

Un esempio in Campania è rappresentato dall'Arco naturale di Palinuro, formatosi a seguito del processo prima descritto. La grotta originaria si era formata sul promontorio della Molpa interessando calcari siliciferi, stratificati, disposti a creare una piega sinclinalica, a sua volta interessata dalla presenza di almeno 3 sistemi di giunti tettonici e da una faglia a basso angolo visibile sull'estradosso dell'arco. Detta faglia e la presenza degli altri giunti tettonici hanno causato uno stato di intensa cataclasizzazione della roccia (particolarmente visibile sul prospetto di NW) e la formazione di “mensole” con elevato grado di libertà cinematica nella porzione interna della volta dell'arco. L'effetto della gravità e del moto ondoso hanno favorito il distacco delle mensole e il progressivo ampliamento dell'arco. In un tentativo di preservare questa morfologia (di elevato valore paesaggistico ed ambientale), nei primi anni del secolo è stata realizzata, in mare, una scogliera soffolta (non affiorante) che ha favorito il ripascimento della spiaggia riducendo sensibilmente il disturbo legato al moto ondoso.



Viste delle due facciate dell'arco di Palinuro. La foto di destra risale al 1999 quando l'arco era ancora in mare. Su questa foto sono riportate le proiezioni stereografiche dei sistemi di giunti presenti nell'ammasso roccioso.



Vista della facciata di NW, dopo la realizzazione della scogliera sommersa che ha ricreato la spiaggia. Si osservino i massi crollati nel 2007 dalla volta dell'arco. A destra la vista della porzione interna dell'arco (fotografato dal basso) che mostra la presenza di numerose fratture che isolano mensole in precario equilibrio.

L'arretramento delle falesie, a causa di crolli, è favorito dalla presenza di «solchi di battigia» scavati dal mare. Per effetto dell'approfondimento del solco, la roccia sovrastante crolla quando viene superata la sua resistenza flessionale.



Esempio di arretramento di una falesia per effetto di crolli dovuti al progressivo approfondimento di un solco di battigia (ben visibile nella foto di destra).

Se la costa è formata da terreni facilmente erodibili (argilliti, flysch), l'arretramento può essere velocissimo e si manifesta con frane causate dall'erosione al piede del versante che possono causare danni ai manufatti e alle infrastrutture viarie.



La foto mostra un edificio prossimo alla riva che, malgrado numerosi interventi di protezione (con paratie di pali, muri di sostegno e scogliere frangiflutti), è ormai destinato a crollare in occasione di una mareggiata particolarmente violenta.

11. LE DISCONTINUITÀ NELLE ROCCE

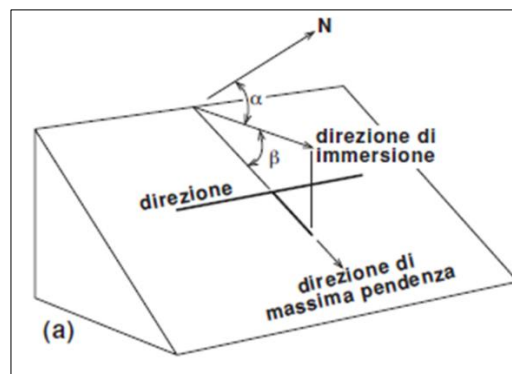
11.1 Premessa

Si definisce “*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 presenti nelle rocce sedimentarie, di scistosità che caratterizzano quelle 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 (questa costituisce la *matrice*). Si definisce ancora *ammasso roccioso* un determinato volume di matrice caratterizzata dalla contemporanea presenza delle discontinuità. Generalmente, le proprietà fisico-meccaniche della roccia e dell’ammasso roccioso possono essere molto differenti proprio a causa della maggiore o minore presenza di discontinuità.

Proprio per questo motivo, sia nello studio della stabilità dei versanti in roccia che in molti problemi tecnici che coinvolgono le rocce (scavo di gallerie, fondazioni, dighe, ecc.) è fondamentale lo studio delle caratteristiche fisiche e meccaniche delle discontinuità. Le principali grandezze che si considerano sono: l’orientazione, la spaziatura, la persistenza, la scabrezza, l’apertura, la resistenza delle pareti, il volume del blocco unitario, la forma, e il riempimento (*infilling*). Di seguito, ci limiteremo a studiare solo alcune di queste proprietà delle discontinuità che sono quelle che maggiormente influenzano il comportamento degli ammassi rocciosi.

11.2 Orientazione di una discontinuità

In Geologia strutturale ed in Meccanica delle rocce, l’orientazione di una discontinuità nello spazio può essere individuata mediante due metodi diversi: a) facendo riferimento agli angoli di *Direzione* e di *Inclinazione* oppure (b) utilizzando l’*Azimuth di immersione* (α) l’*Immersione* (β).

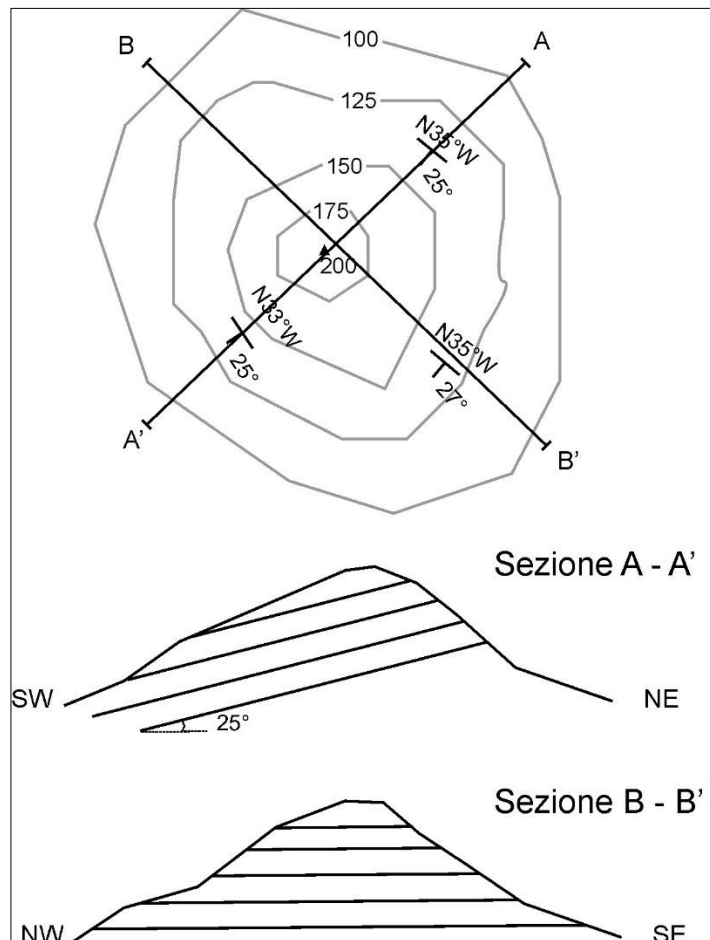


Direzione ed Immersione di una discontinuità.

La *Direzione* è l'angolo azimutale che la retta, originata dall'intersezione del piano della discontinuità con il piano orizzontale di riferimento, forma rispetto al Nord. Essa viene rappresentata con un valore angolare compreso tra 0° e 90° verso Est o verso Ovest. Ad esempio: N35°W, rappresenta la direzione di uno strato che, rispetto al Nord, forma un angolo di 35° .

L'*Inclinazione*, invece, è l'angolo zenitale che la direzione di massima pendenza del piano della discontinuità forma rispetto al piano orizzontale di riferimento. Anch'essa varia tra 0° e 90° . Un'inclinazione di 45° indica, ad esempio, che il piano della discontinuità immerge di 45° nella direzione esattamente pari a 90° rispetto alla Direzione. Se ad esempio la direzione fosse N35°W, l'inclinazione del piano sarebbe di 45° verso SW.

Questa notazione è quella che viene utilizzata, di solito, nelle Carte geologiche e serve per rappresentare, in sezione, l'andamento degli strati.

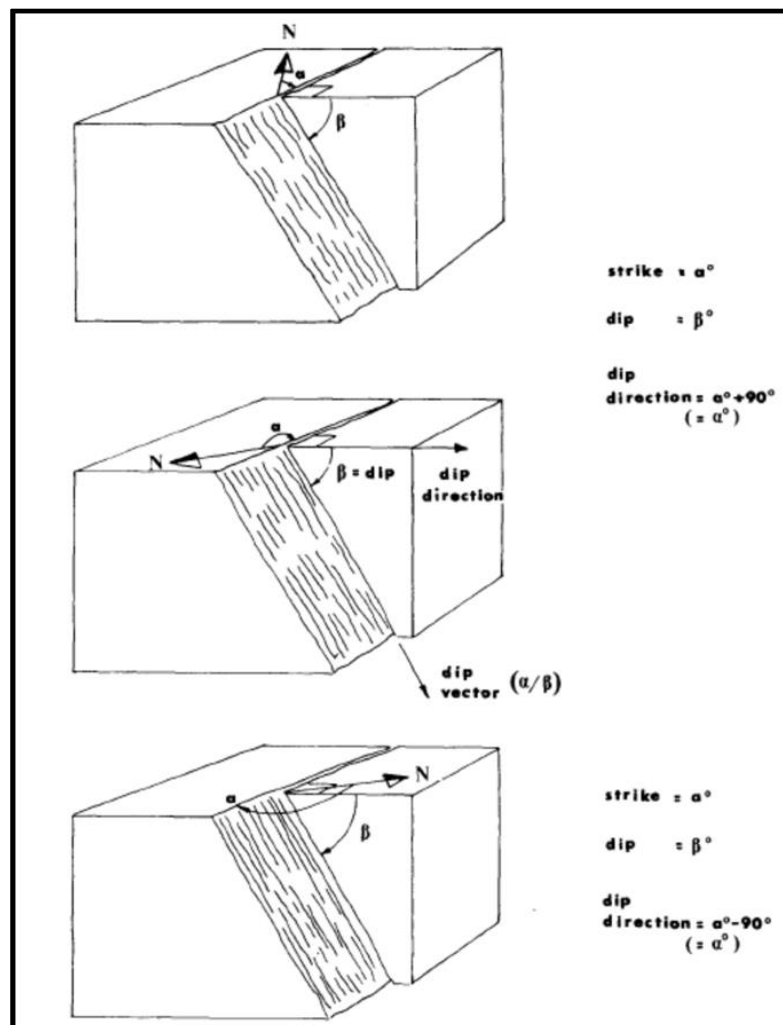


Rappresentazione, in sezione, della Direzione ed Inclinazione delle discontinuità.

Nella sezione A-A' della, si rappresentano gli strati secondo la loro Inclinazione vera (circa 25° verso SW); invece, nella sezione B-B', si rappresenta solo la Direzione degli strati, dal momento

che essi immergono nel verso normale alla traccia della sezione e quindi non si possono rappresentare poiché stanno immergendosi nello spessore del foglio.

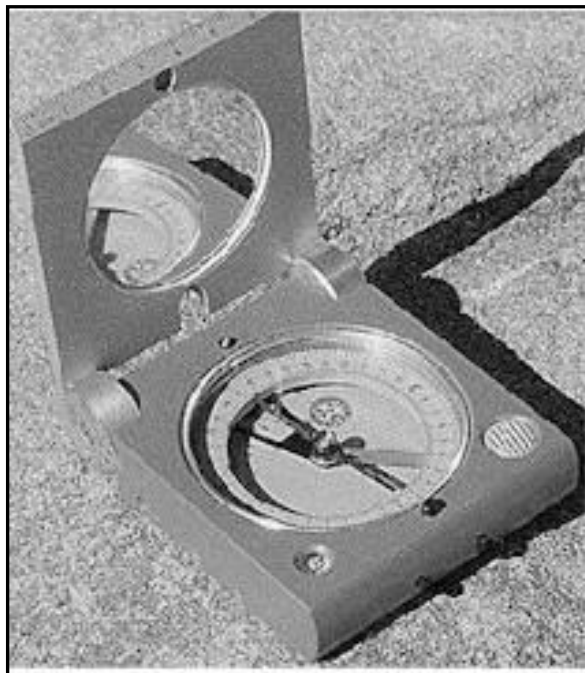
Come detto in precedenza, l'altra notazione è quella che fa riferimento *all'Azimuth d'immersione* (α – “*dip direction*”) e *all'Immersione* (β – “*dip*”). L'azimuth di immersione è l'angolo azimutale (cioè misurato sul piano orizzontale) contato in senso orario tra il nord vero e la proiezione sul piano orizzontale della retta di massima pendenza (varia quindi tra 0° e 360°). L'Immersione invece è l'angolo misurato tra la retta di massima pendenza della discontinuità e la sua proiezione sul piano orizzontale (varia tra 0° e 90°). Quindi, essa è simile alla Inclinazione.



Azimuth d'immersione (α) ed Immersione (β) di una discontinuità.

Se scriviamo: $\alpha/\beta = 250^\circ/45^\circ$, vuol dire che la discontinuità ha un verso di immersione di 250° con una immersione di 45° . Per l'azimuth d'immersione si usano 3 cifre, mentre per l'immersione 2 cifre, in modo tale da non confondere i due valori.

L'azimuth di immersione e l'immersione vengono rapidamente misurate in campagna mediante l'uso della “*Bussola di Clar*”. Essa consente con un'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 una livella a bolla d'aria incorporata). E' opportuno ricordare che, durante un rilevamento in sito, si effettuano decine se non centinaia di misurazioni di discontinuità e quindi è necessario utilizzare uno strumento versatile che consenta anche misurazioni in luoghi difficilmente accessibili, quali le pareti rocciose.



La Bussola di Clar. Il coperchio è incernierato sul corpo della bussola e può ruotare tra 0° e 90° . Il valore relativo si legge sul goniometro incernierato alla bussola. Mediante la bolla d'aria si dispone il corpo bussola in orizzontale e, a questo punto, si sblocca l'ago calamitato che, ruotando per orientarsi verso il Nord magnetico, va a misurare l'azimuth d'immersione.

11.3 Rappresentazione dei valori angolari delle discontinuità

Per illustrare i valori dell'orientazione delle discontinuità, si utilizzano soprattutto i “*Diagrammi a rosa*” e le “*Proiezioni stereografiche*”. I Diagrammi a rosa (o “*Rosetta*”) 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. I campi usuali di applicazione riguardano lo studio della fratturazione nei rilievi aereofotogrammetrici, gli studi idrogeologici a carattere regionale o in tutti quei casi in cui non occorra rappresentare anche l'inclinazione o l'immersione.

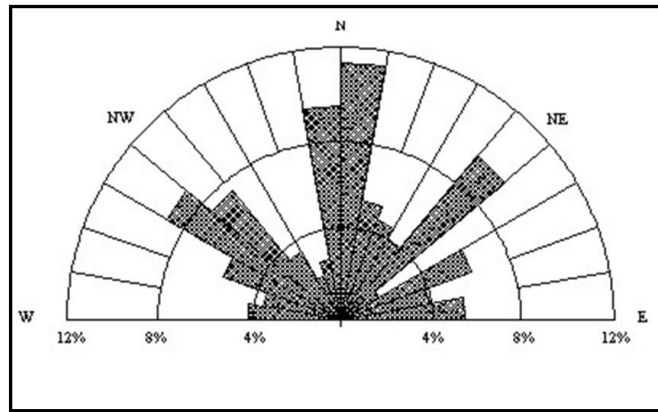
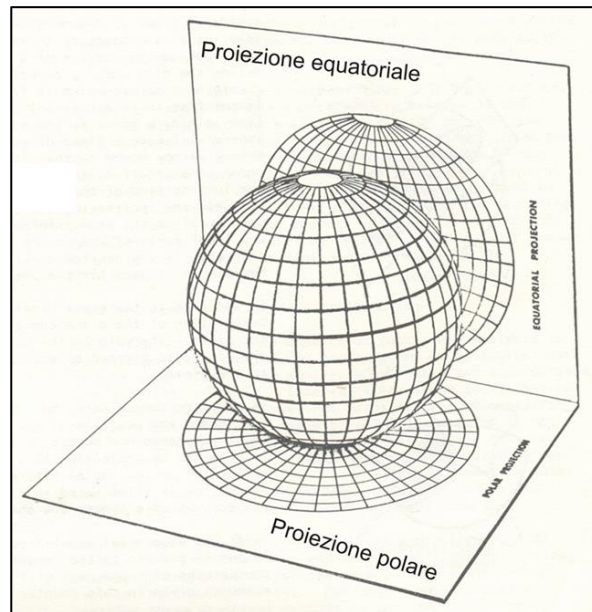


Diagramma a rosa.

Il diagramma si costruisce tracciando un semicerchio graduato che è di solito suddiviso in settori semicircolari di ampiezza di 10° (ad esempio: 0° - 10° ; 11° - 20° ; 21° - 30° etc) fino a 90° verso Est e verso Ovest. I settori semicircolari sono poi divisi tracciando dei semicerchi che rappresentano le percentuali con le quali le discontinuità, di assegnata orientazione, si presentano in ogni settore individuato (ad esempio: 4%; 8%; 12%). Di solito non è necessario prevedere valori di percentuali più elevate dal momento che le discontinuità hanno un'elevata variabilità di orientazioni nei singoli settori. A questo punto, si costruiscono delle tabelle in ciascuna delle quali si riportano, in percentuale rispetto al totale delle misure effettuate, le discontinuità che ricadono in ciascun settore individuato. La percentuale di misure che ricade in ciascun settore si rappresenta annerendo il semicerchio relativo. Ad esempio: nel settore 0° - 10° verso Est ricade circa il 10% di misure, nel settore successivo (tra 11° e 20°) ricade il 5% di misure e così via.

In questo modo, si ha una rappresentazione grafica dell'andamento della fratturazione. Nella figura 5 si osserva che il massimo assoluto della fratturazione è orientato in direzione Nord-Sud e ricade nei settori 0° - 10° verso est e 0° - 10° verso ovest. Poi ci sono altri due massimi, uno orientato 40° - 49° verso est e l'altro 40° - 59° verso ovest. Si osservi ancora che non è necessario rappresentare l'intero cerchio poiché le fratture che fossero orientate verso i settori meridionali (SW e SE rispettivamente) sarebbero speculari rispetto ai settori settentrionali (NW e NE, rispettivamente). Nell'ambito delle proiezioni stereografiche, si utilizzano soprattutto le proiezioni “*polari*” e quelle “*equatoriali*”. Entrambe si ottengono proiettando i meridiani e i paralleli, tracciabili sulla superficie di una sfera di riferimento, su piani tangenti al polo e all'equatore della sfera, rispettivamente.

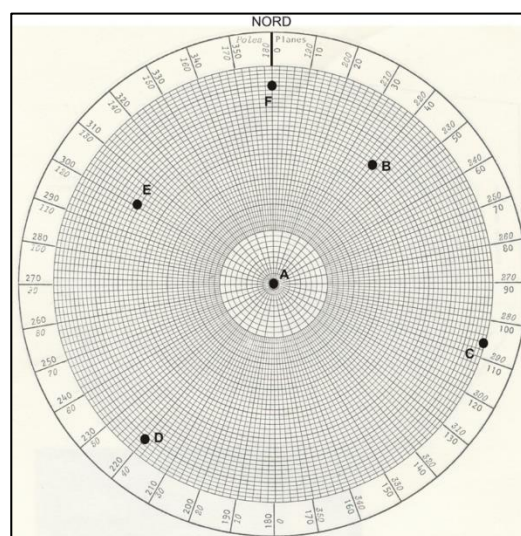


Criterio di costruzione della proiezione polare e di quella equatoriale, utilizzando una sfera di riferimento.

Senza entrare nel dettaglio sui criteri geometrici utilizzati, può semplicemente dirsi che le proiezioni vengono realizzate in modo tale da conservare invariate le aree e/o angoli, passando dalla rappresentazione sferica a quella in piano.

11.3.1 La proiezione polare

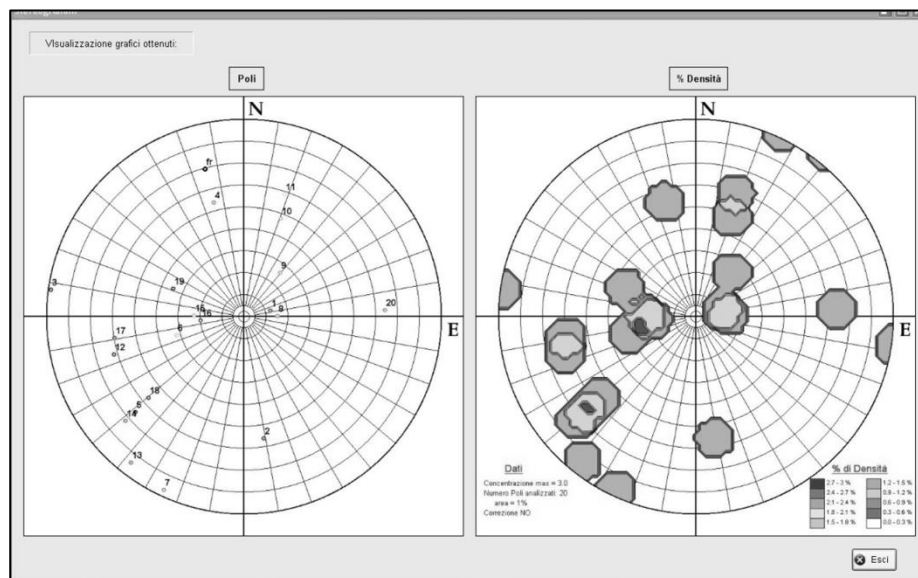
Essa consente di rappresentare, mediante punti, coppie di valori α/β , tenendo presente che il centro della proiezione rappresenta un piano orizzontale, mentre i punti che cadono sulla circonferenza rappresentano piani verticali caratterizzati da valori differenti di azimuth d'immersione.



Rappresentazione in proiezione polare dei seguenti valori di α/β : A (000°/00°); B (040°/60°); C (106°/90°); D (220°/82°); E (300°/60°); F (000°/80°).

Lungo i “raggi” della proiezione (essi rappresentano la proiezione in piano dei meridiani della sfera di riferimento) si leggono e si posizionano i valori dell’immersione, mentre lungo la circonferenza si leggono e si posizionano i valori dell’azimuth d’immersione compresi tra 0° e 360° .

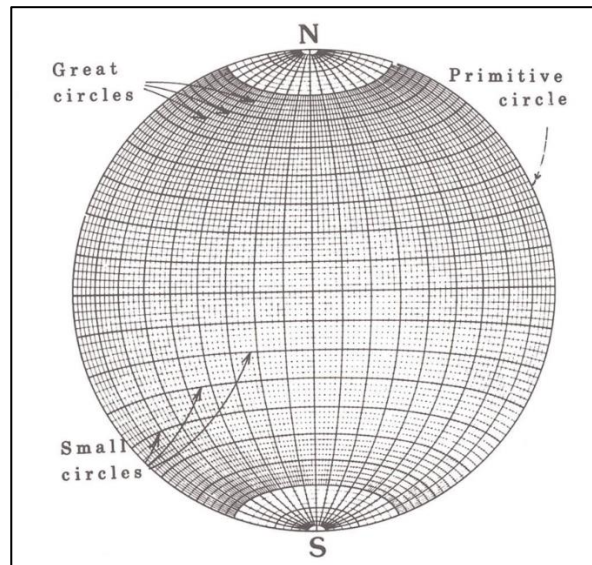
Questo tipo di proiezione consente di rappresentare agevolmente decine se non centinaia di valori angolari di discontinuità e permette di individuare, mediante il tracciamento di opportune curve di isodensità, le famiglie di fratture che caratterizzano un ammasso roccioso. Infatti, di solito, le discontinuità si raggruppano in settori circoscritti per cui è possibile individuare il baricentro di una “nuvola” di punti. Il punto baricentrale della nuvola, una volta individuato, rappresenterà in senso statistico il valore medio di orientazione di ogni singola famiglia. Per realizzare queste operazioni di tracciamento delle isodense, si utilizzano opportuni programmi di calcolo.



Rappresentazione in proiezione polare dei poli delle discontinuità (a sinistra) e delle isodense (a destra). I toni del grigio danno una visione della diversa concentrazione dei poli e quindi consentono di individuare i punti baricentrali delle nuvole di punti. Dalla figura a destra è evidente che, nell’ammasso studiato, ci sono almeno due famiglie di fratture, l’una (K1) con valori medi $230^\circ/55^\circ$ e l’altra (K2) con valori medi di $255^\circ/25^\circ$.

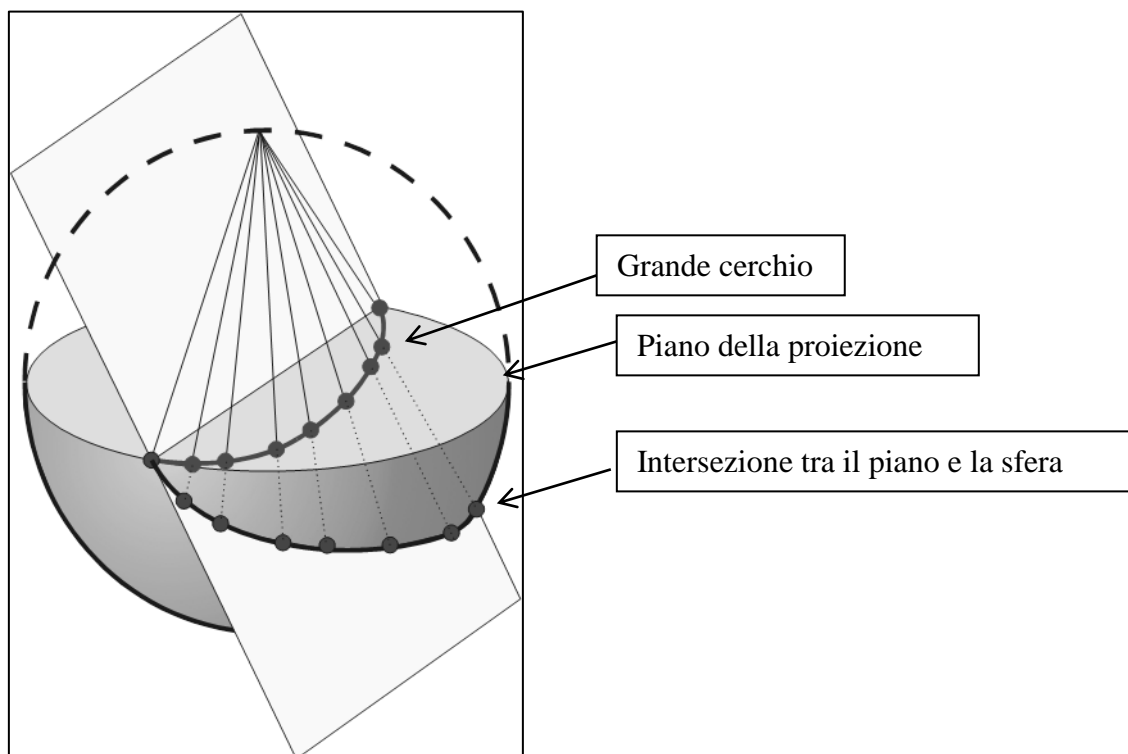
11.3.2 La proiezione equatoriale (equiareale)

Essa si ottiene proiettando i meridiani e i paralleli della sfera di riferimento su di un piano che passa per l’equatore della sfera stessa. Ciò che vediamo nella proiezione è quindi il piano equatoriale di una semisfera di riferimento in cui le ellissi che appaiono (meridiani e paralleli) vengono chiamati “grandi cerchi” e “piccoli cerchi”.



Proiezione equiareale (mantiene invariate le aree passando dalla sfera al piano), “reticolo di Schmidt” emisfero inferiore.

Per capire come si ottiene questa proiezione e come si possono rappresentare le orientazioni dei piani di discontinuità, bisogna far riferimento alla successiva Figura.

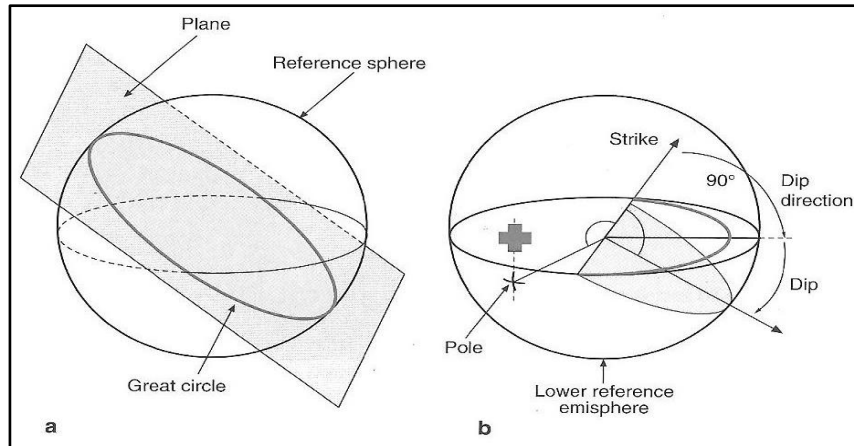


Intersezione di un piano di data orientazione (in nero grassetto) con la semisfera di riferimento e successiva proiezione sul piano di intersezione (in grigio nerastro) a rappresentare il grande cerchio del piano stesso.

Se il piano di data orientazione è poco inclinato (bassa immersione), la proiezione del grande cerchio, sul piano equatoriale, sarà prossima all’equatore del piano di proiezione; se invece esso è

molto inclinato (al limite verticale) il grande cerchio sarà un'ellisse molto schiacciata e, al limite, una retta verticale passante per l'asse nord-sud della proiezione.

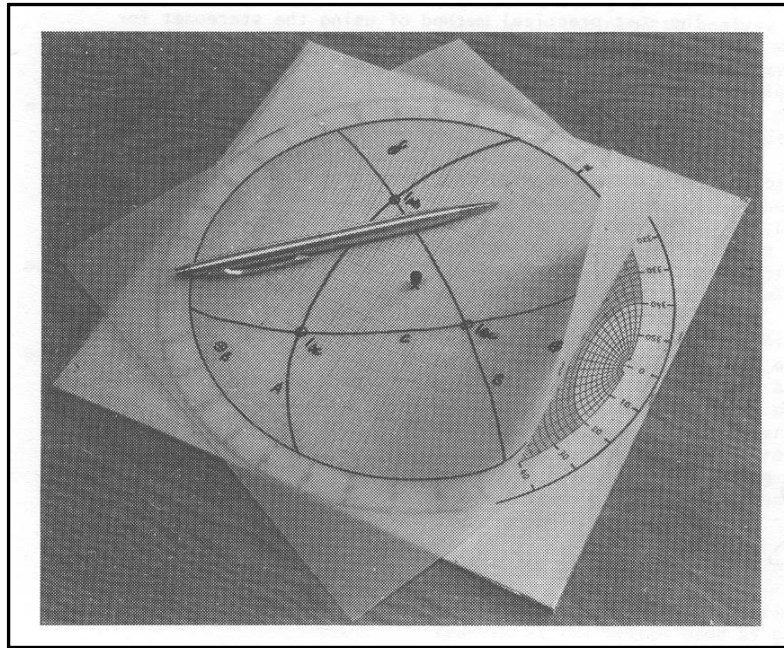
Può essere utile far riferimento anche alla successiva Figura.



Criterio di costruzione di un grande cerchio a partire dall'intersezione di un piano (in grigio) con la sfera di riferimento (a). Nella figura b è rappresentato anche il polo del piano proiettato sul piano di riferimento (crocetta grigia), data dall'intersezione della normale al piano con la sfera.

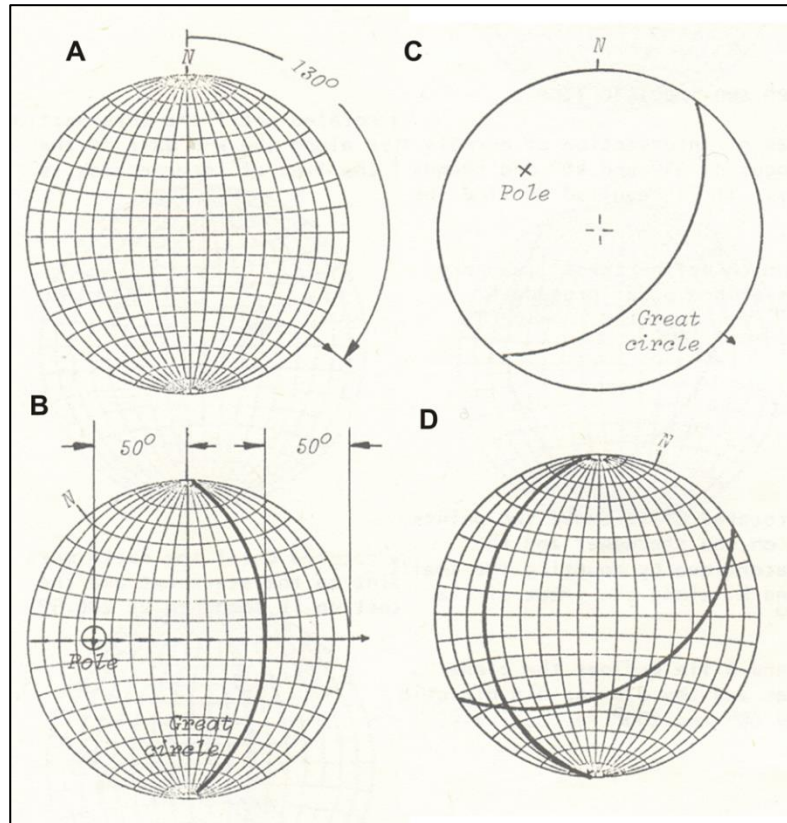
Nella maniera su esposta, è possibile rappresentare piani di diversa immersione (da 0° a 90°) ma dotati solo di azimuth d'immersione pari a 090° e 270° (inclinazione verso est ed ovest rispettivamente).

Se invece dobbiamo rappresentare, mediante grandi cerchi, piani con altri azimuth d'immersione, abbiamo bisogno di ricorrere ad un diverso modo di costruzione. A tal fine, occorre posizionare un foglio di carta trasparente sulla proiezione equiareale, a sua volta fissata su di un cartoncino mediante uno spillo posizionato al centro della proiezione stessa. In tal modo, il foglio di carta trasparente, da ricalco, sarà libero di ruotare in tutte le posizioni (verso destra o verso sinistra).



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. L'uso di programmi di calcolo grafici permette di evitare la costruzione manuale dei grandi cerchi.

Una volta posizionato il foglio da ricalco sulla proiezione, occorre segnare il nord e poi individuare mediante un segno di matita il valore dell'azimuth di immersione. Successivamente, si ruota il foglio trasparente fino a portare il segno di spunto in corrispondenza dell'asse est-ovest della proiezione. A questo punto si individua il valore dell'immersione (grandi cerchi) e si ricalca a matita il grande cerchio relativo. Successivamente da questo valore, si contano 90° (sempre lungo l'asse est-ovest) e si individua in tal modo il polo del piano (la crocetta grigia indicata in Figura. Dopo, si riporta il foglio trasparente nella sua posizione originale, individuata dal nord precedentemente segnato. La successiva Figura illustra i diversi passi in precedenza descritti.

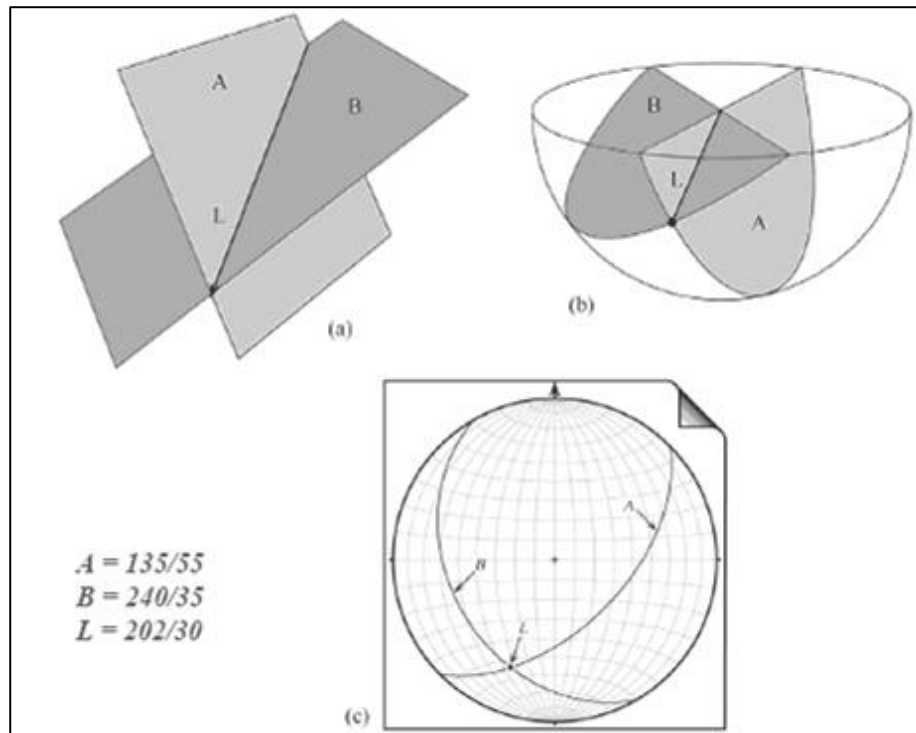


Costruzione di un grande cerchio rappresentante un piano 130°/50°. In (A) viene individuato il valore di 130°; in (B) il foglio da ricalco è ruotato fino a portare il valore di 130° in corrispondenza dell'asse est-ovest e viene tracciato il grande cerchio nonché individuato il polo del piano contando 90° dal grande cerchio; in (C) il foglio è riposizionato nella sua posizione corretta, rispetto al nord; in (D) si procede al tracciamento di un grande cerchio relativo ad un piano 250°/30°.

Come criterio generale, se l'azimuth di immersione assume valori tra 0° e 180°, il foglio trasparente si ruota verso destra (ad est); se invece è compreso tra 181° e 359° la rotazione avviene verso sinistra (ad ovest).

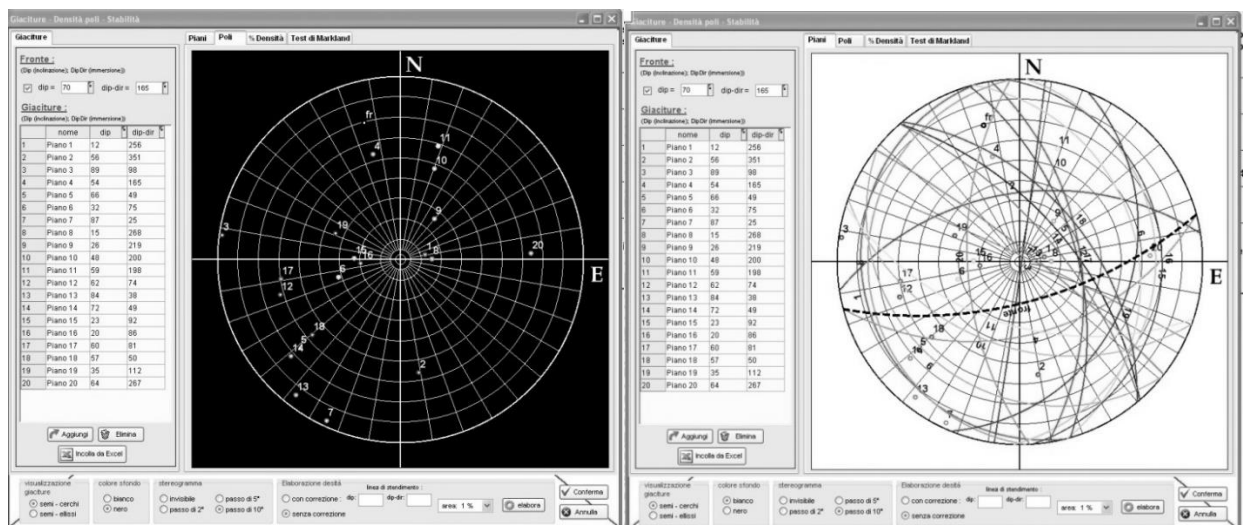
L'uso della proiezione equiareale consente di analizzare le intersezioni tra piani di discontinuità e ricostruire i possibili modelli geometrici di rottura dei pendii (vedi altro capitolo). E' anche possibile effettuare analisi grafiche della stabilità di pendii in rocca poiché oltre alla geometria del modello si possono confrontare angoli d'inclinazione (ad esempio delle linee di intersezione tra piani) con angoli d'attrito agenti lungo i piani di potenziale slittamento.

A titolo d'esempio, nella successiva Figura si riporta la proiezione stereografica di due piani intersecantisi tra di loro e la geometria (α/β) della linea d'intersezione tra di essi.



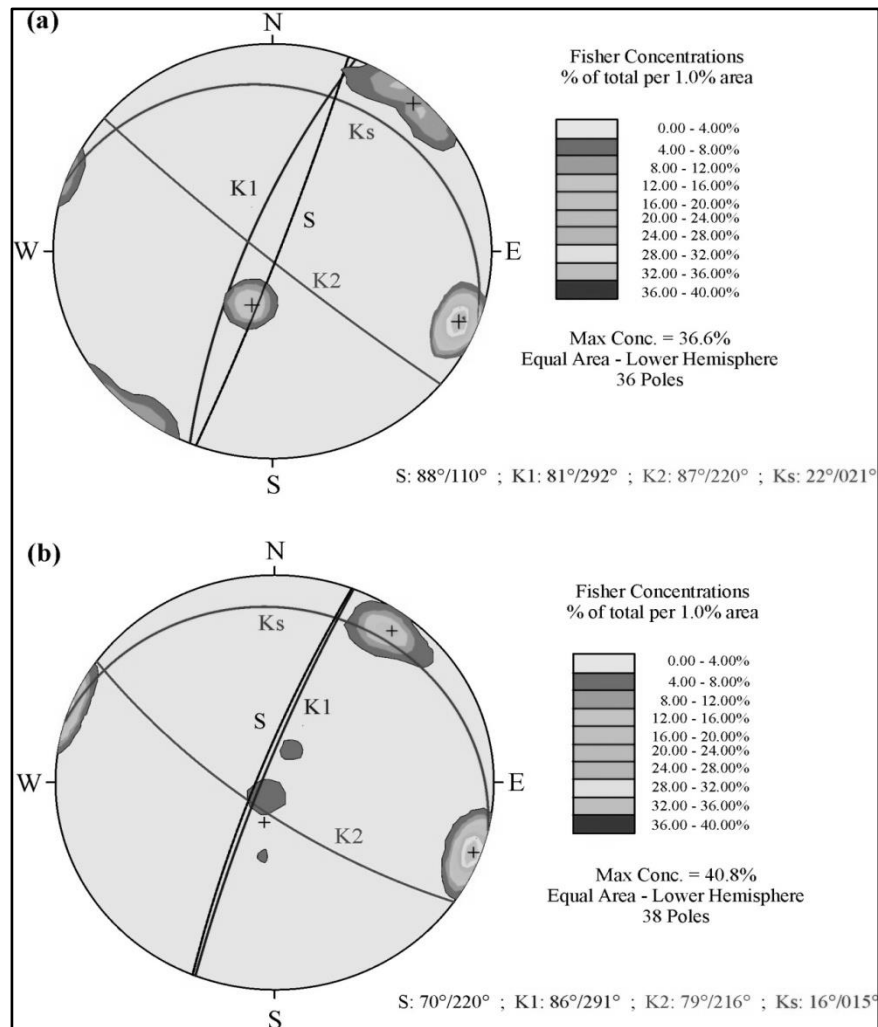
Rappresentazione della geometria di un cuneo dato dall'intersezione di due piani. In (A) rappresentazione spaziale dei piani A e B; in (B) intersezione dei due piani con la semisfera di riferimento e tra di essi, con individuazione della linea d'intersezione L; in (C) rappresentazione in proiezione equiareale. L'orientazione del punto d'intersezione L può essere facilmente ricavata dalla proiezione. Basta prolungare la retta che unisce il centro della proiezione con il punto L, fino al perimetro della circonferenza ove è possibile leggere il valore dell'azimuth d'immersione (202°). Poi, ruotando il foglio trasparente fino a portare L sull'asse ovest – est della proiezione, è possibile desumere l'immersione (30°).

Mediante l'approccio descritto, è possibile rappresentare, con i grandi cerchi, tutte le discontinuità presenti in un ammasso roccioso, facendo uso di programmi grafici di tracciamento che evitano noiose e ripetitive operazioni manuali.



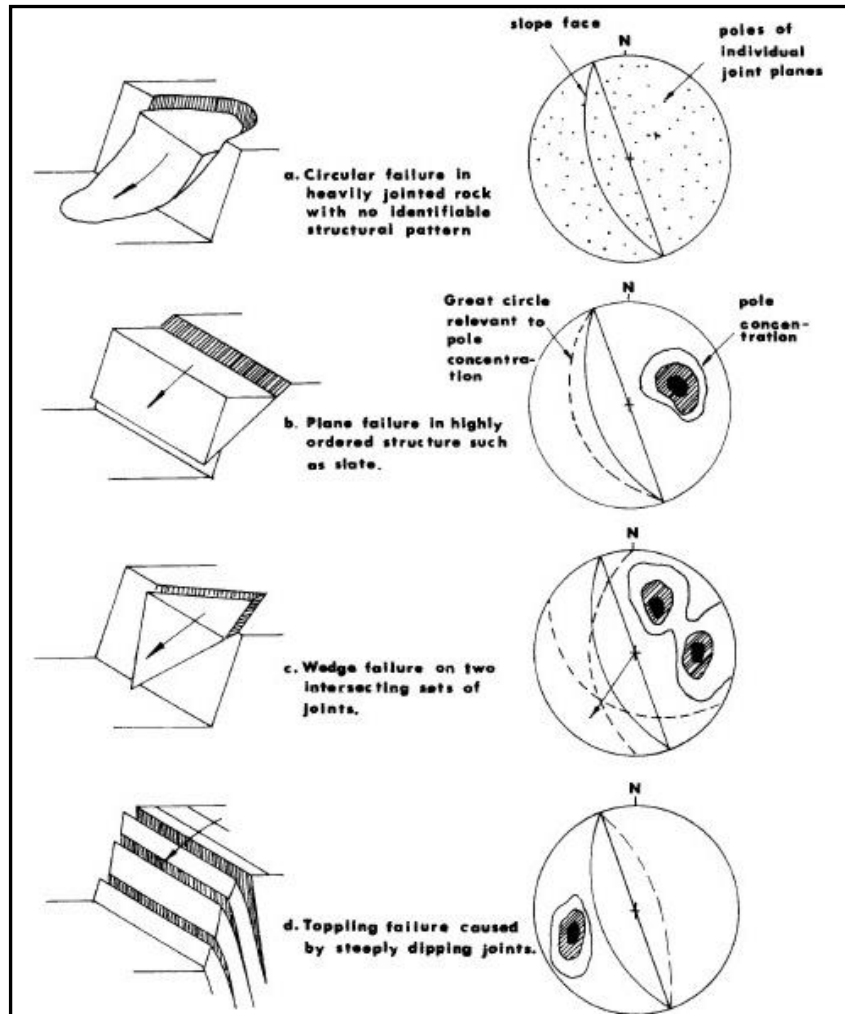
In (A) Fase di inserimento dati direttamente da programma o da file excel. La proiezione adoperata è quella polare; in (B) rappresentazione mediante grandi cerchi dei piani di discontinuità. Il grande cerchio tratteggiato rappresenta l'orientazione di un pendio naturale o di un fronte di scavo.

Piuttosto che rappresentare tutte le discontinuità presenti in un ammasso roccioso, conviene rappresentare, sulla proiezione equiareale, solo i valori medi delle famiglie ricavati mediante l'uso della proiezione polare. In tal modo è visivamente più semplice ed immediato ricavare la geometria di possibili modelli di rottura ed effettuare analisi grafiche più sofisticate.



Ricostruzione, mediante il programma di calcolo grafico, dei grandi cerchi delle famiglie presenti in un ammasso roccioso. In (a) ed in (b) le famiglie di discontinuità presenti sono 4, caratterizzate dai loro valori di dip/dip direction medi. S indica la stratificazione, mentre K1, K2 e Ks rappresentano 3 famiglie di discontinuità di origine tettonica.

Se si ha l'accortezza di misurare attentamente anche l'orientazione media del pendio (o fronte di scavo) roccioso, è possibile, mediante l'uso delle proiezioni stereografiche, ricostruire la geometria di possibili modelli di rottura. Quelli che più frequentemente si realizzano in roccia sono riportati nella successiva figura, insieme con la relativa rappresentazione ciclografica.



Rappresentazione 3D dei modelli di rottura più frequenti in roccia e relative ricostruzioni dei grandi cerchi delimitanti i piani che li individuano.

Il disegno A rappresenta un modello di rottura per scorrimento rotazionale. In questo caso, l'ammasso roccioso è talmente fratturato da non potersi individuare solo pochi piani di scorrimento che condizionano il movimento. La corrispondente proiezione equiareale mostra infatti i poli dei piani distribuiti in maniera del tutto casuale. Il disegno B rappresenta uno scivolamento planare lungo una sola famiglia di discontinuità che emerge alla base e sulla cresta del pendio. La proiezione equiareale mostra l'orientazione del pendio e quella della famiglia di discontinuità aventi lo stesso azimuth d'immersione ma immersioni differenti. I poli di discontinuità si concentrano in un'unica nuvola di punti dalla quale è possibile desumere il valore medio rappresentativo della ciclografica. Il disegno C rappresenta una rottura a cuneo con scivolamento lungo la linea d'intersezione tra i due piani. La proiezione dei due piani (a tratteggio) individua la loro intersezione e la confronta con il pendio. Il disegno D mostra un modello di rottura per ribaltamento. Si noti che, solo in questo caso, l'orientazione della famiglia di discontinuità è opposta a quella del fronte. Perché il ribaltamento sia cinematicamente possibile, tuttavia, è necessario che le discontinuità siano fortemente inclinate a reggipoggio rispetto al pendio stesso.

11.4 Esecuzione dei rilievi geostrutturali sui fronti rocciosi

I rilievi geostrutturali in parete possono essere effettuati secondo approcci *soggettivi* ossia, vengono descritte solo le discontinuità ritenute importanti ai fini del problema tecnico che si vuole affrontare ed *oggettivi* (in questo caso vengono rilevate e descritte tutte le discontinuità che intersecano una linea prefissata -*scanline*) o l'area di affioramento roccioso.

In entrambi i casi è indispensabile uno studio preliminare geologico su base cartografica, riconoscendo in sito i litotipi affioranti e le strutture geologiche maggiori (faglie, contatti stratigrafici, filoni, ecc.). Occorre in questa fase individuare le zone di omogeneità strutturale (domini strutturali) nelle quali le fratture possiedono orientazione o altre proprietà fisiche consimili. La struttura di un ammasso è statisticamente omogenea in un'area di omogeneità strutturale.

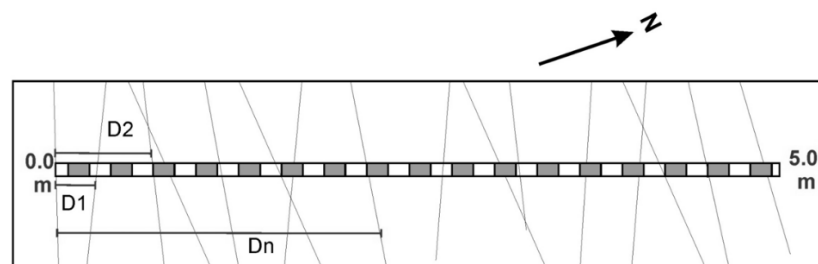
Gli ammassi rocciosi possono essere descritti con i seguenti metodi:

- Indagini sugli affioramenti, mediante *scanlines* opportunamente orientate;
- Indagini su verticali di sondaggio, mediante il prelievo di carote che siano correttamente orientate o con telecamere in foro;
- Fotogrammetria terrestre e/o aerea frontale (ad esempio, anche mediante i droni).

Di seguito, ci limiteremo ad analizzare solo le indagini eseguite mediante le *scanlines*.

11.4.1 Indagini mediante scanlines

I parametri delle discontinuità vengono acquisiti, in affioramento, lungo stendimenti materializzati mediante rulline metriche disposte preferibilmente «a croce» (ortogonali) in modo tale da intercettare un gran numero di discontinuità. L'orientazione della *scanline* e la sua lunghezza devono essere opportunamente stabilite ed annotate.



La figura mostra un affioramento roccioso con la presenza di una serie di fratture. Sull'affioramento si dispone una rullina metrica in modo da intercettare un gran numero di fratture e si procede a misurare la distanza relativa tra le varie fratture, rispetto all'inizio della stesa. Si rilevano poi, i parametri di tutte le fratture incontrate dalla rullina. D1, D2,...Dn = distanze assolute misurate dall'inizio della scanline. D2 – D1 = spaziatura apparente tra 2 fratture consecutive.



A sinistra: modalità di esecuzione di uno stendimento. A destra rappresentazione su foto dell'andamento delle fratture e dei piani di strato in un ammasso roccioso.

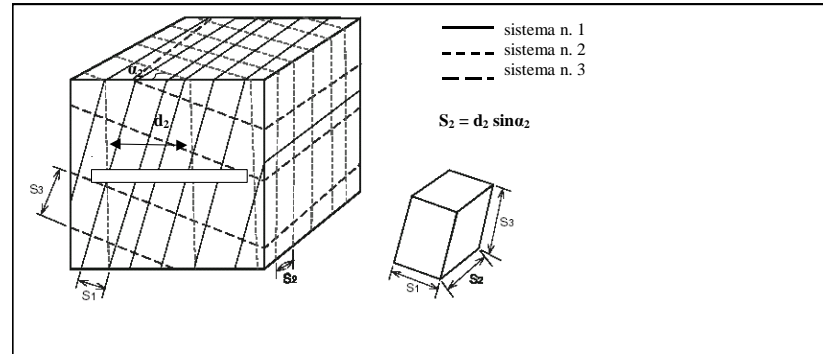
I dati relativi a tutte le discontinuità incontrate, opportunamente tradotti in parametri numerici e/o qualitativamente descritti, vengono annotati su opportune schede e successivamente elaborati con metodi statistici. Quando non è possibile utilizzare parametri numerici, ci si riferisce a classi di valori opportunamente codificate dalle Normative internazionali.

NUM.	IMM. (°)	INCL. (°)	TIPO	DIM. (m)	RIEMP.	APERT.	FORMA	SCABR.
1	289	77	jn	0,3 RX	CA	C	P	SR
2	285	80	jn	1,1 XX	CA	P	SLU	SR
3	289	80	jn	1,4 RX	CA	P	P	SM
4	292	80	jn	3,5 XX	CA	P	P	SM
5	290	80	jn	3,5 XX	CA	P	SLU	SR
6	291	80	jn	3 RX	CA	C	P	SM
7	291	80	jn	2,5 JX	CA	C	SLU	SR
8	291	89	jn	3,5 XX	CA	C	SLU	SR
9	291	89	jn	2,5 RX	CA	C	SLU	SM
10	295	80	jn	3 RX	CA	P	P	SR
11	295	80	jn	1,8 JR	CA	P	P	SM
12	295	80	jn	1,6 JR	CA	C	P	SM
13	295	80	jn	3 JX	CA	C	P	SM
14	295	80	jn	5 XX	CA	C	P	SM
15	292	80	jn	4 RX	A	C	P	SR
16	23	22	s	5 XX	A	N	SLU	SR
17	24	25	s	5 XX	A	P	STU	R
18	25	21	s	5 XX	CA	P	SLU	SM
19	22	24	s	5 XX	A	C	SLU	SR
20	18	22	s	5 XX	A	C	SLU	SR
21	16	20	s	5 XX	A	C	SLU	SR
22	350	85	jn	0,3 JJ	A	C	P	SM
23	46	60	jn	0,5 JJ	A	C	SLU	P
24	229	86	jn	0,8 JJ	A	C	P	SM
25	33	85	jn	0,6 RX	A	C	P	SM
26	38	85	jn	0,8 JJ	A	C	P	SR
27	232	85	jn	0,7 JR	A	C	SLU	SR
28	45	70	jn	1,1 JX	A	C	SLU	SM
29	195	87	jn	0,4 JJ	A	C	SLU	SM
30	220	86	jn	2,5 JX	A	C	STU	SM
31	217	86	jn	1 JR	A	C	SLU	SR
32	230	87	jn	0,8 JX	A	C	SLU	SR
33	229	80	jn	1,2 JJ	A	P	SLU	SM
34	207	80	jn	0,8 JJ	A	C	STU	SR
35	210	82	jn	0,4 JJ	A	C	SLU	SM
36	33	90	jn	0,9 JX	CA	C	SLU	SR

Esempio di scheda per raccolta dati. Sono riportati: l'orientazione (azimuth d'immersione ed immersione), il tipo (giunto tettonico, strato, ecc.), le dimensioni in affioramento, il riempimento, l'apertura, la forma e la scabrezza di ogni singola discontinuità, mediante parametri numerici o descrittivi.

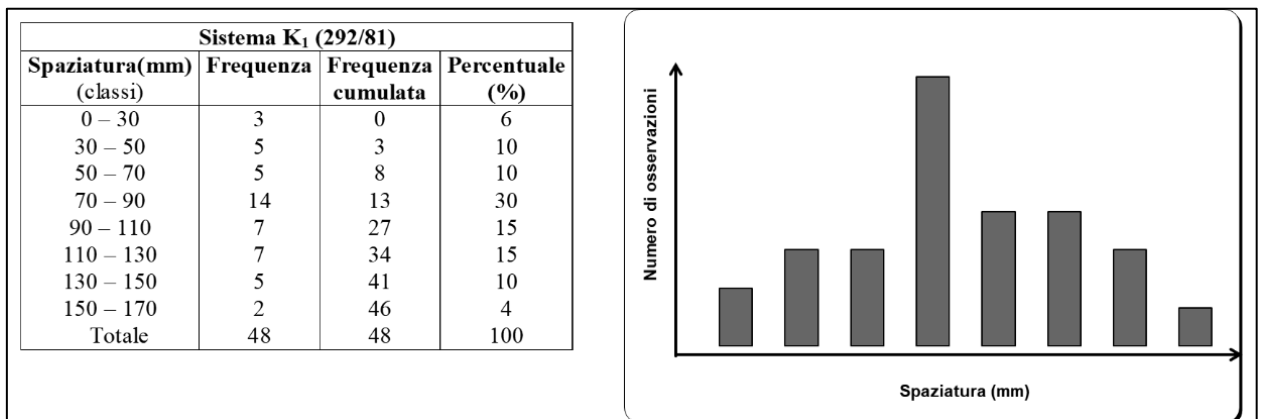
11.4.2 Spaziatura delle discontinuità

Oltre all'orientazione delle fratture (già trattata in precedenza), spesso si rilevava e si annota sulle schede la spaziatura. Essa è la distanza tra discontinuità adiacenti, misurata in direzione ortogonale alle stesse.



Criterio di rilevamento della spaziatura. La rullina viene disposta ortogonalmente ad un sistema di fratture (linee tratteggiate verticali nell'immagine di sinistra). In tal modo la distanza tra queste fratture è la spaziatura vera di quel sistema. Per tutte le altre fratture incontrate dalla rullina (non ortogonali alla stessa), occorre rilevare l'angolo tra la rullina e la traccia della frattura sull'affioramento (angoli α_1 , α_2 , ecc.). In tal modo, la spaziatura vera sarà data da una semplice relazione trigonometrica intesa ad ottenere un cateto dalla misura dell'altro cateto e dell'angolo tra di essi compreso.

Si ricaveranno, in questo modo, le spaziature vere delle famiglie di fratture presenti e si potrà così calcolare il volume medio del blocco unitario delimitato da queste famiglie (si veda il prisma in basso a destra).

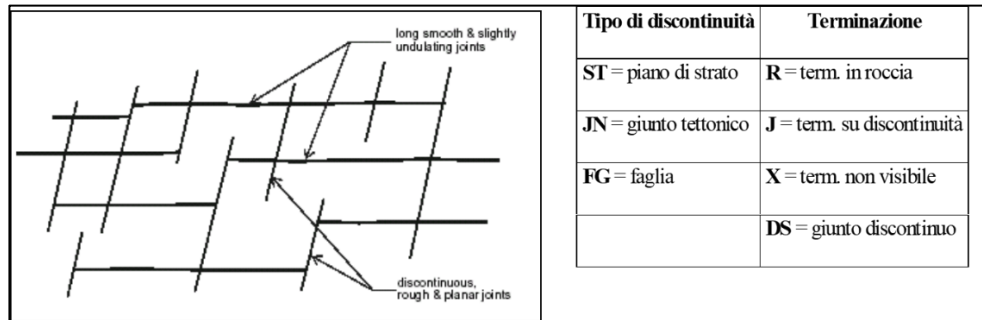


Classi di spaziature (secondo le Norme dell'*International Society of Rock Mechanics*) e dati statistici relativi. A destra, istogramma di frequenza. Il valore vero di spaziatura della famiglia di giunti considerata, sarà dato dal dato modale (il dato più frequente) della popolazione.

11.4.3 Persistenza di una discontinuità

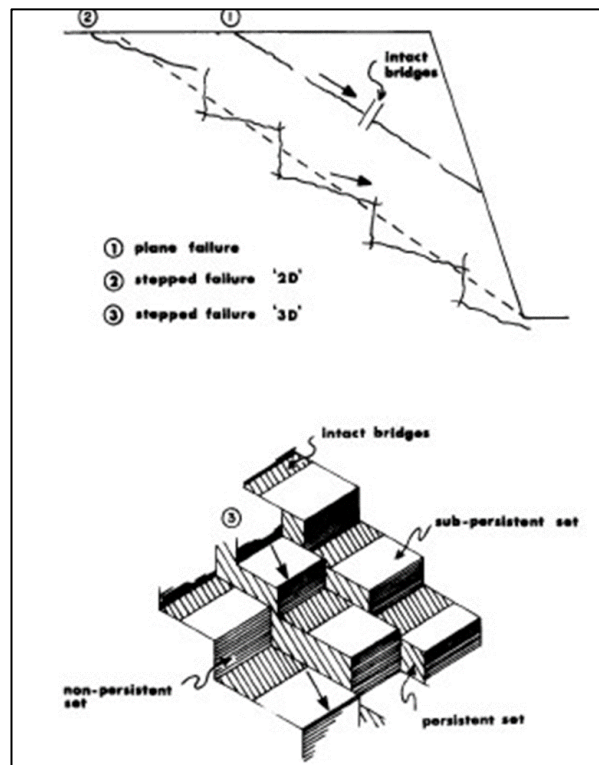
Definisce la lunghezza della traccia della discontinuità osservata in un affioramento. Maggiore è la persistenza di una frattura, maggiore sarà la sua importanza. Si annota anche il tipo di

terminazione della discontinuità: ossia se essa termina contro un'altra frattura, oppure termina in roccia, oppure non è visibile in quanto si estende oltre il limite dell'affioramento.



Tipi di terminazione delle discontinuità rilevate su un affioramento.

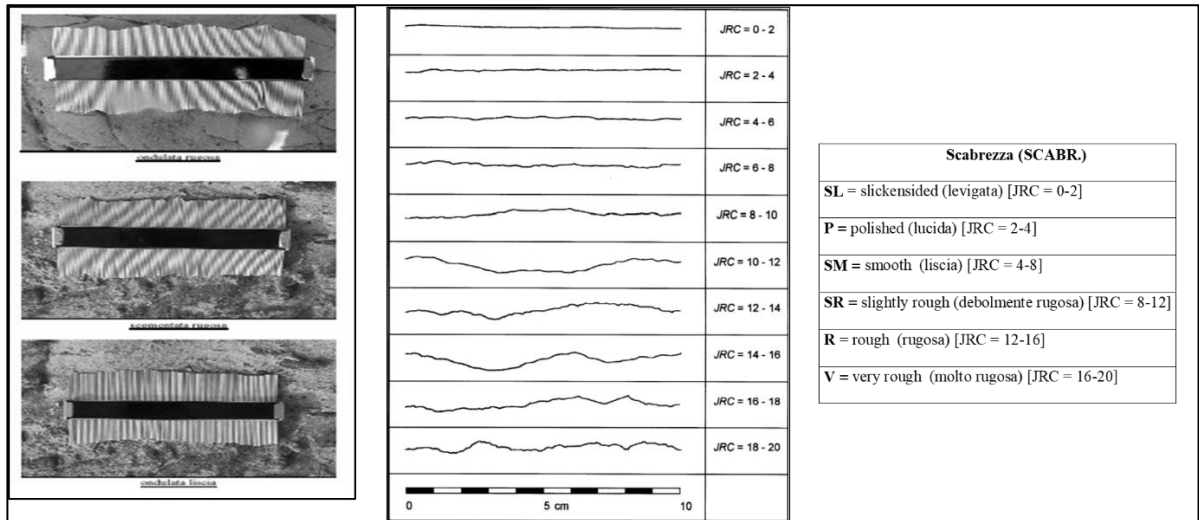
In caso di individuate e conclamate potenziali superfici di rottura, la stima della persistenza deve essere valutata a favore di sicurezza (nel dubbio, è meglio assumerla pari al 100 %), poiché la percentuale di resistenza al taglio, dovuta alla presenza di ponti di roccia (ossia zone nelle quali la matrice rocciosa è presente), è sempre molto elevata. Essa contribuisce massicciamente alla quantizzazione della resistenza al taglio lungo i piani di scorrimento.



Rappresentazioni 2D (A) e 3D (B) di un pendio dalle quali si rileva l'importanza della persistenza, soprattutto se il problema analizzato è relativo all'analisi di stabilità di un versante.

11.4.4 Scabrezza di una discontinuità

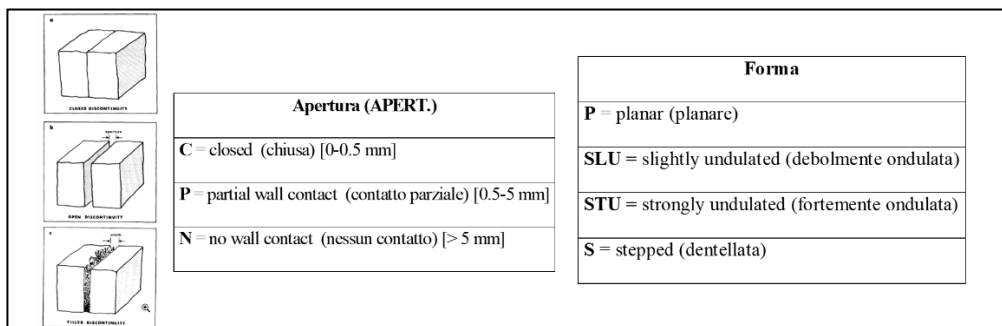
La scabrezza misura la presenza di asperità ed irregolarità delle superfici delle fratture a scala ridotta e con riferimento ad una lunghezza standard di 10 cm. Viene misurata con riferimento al cosiddetto *Joint Roughness Coefficient* (JRC), confrontando il profilo della frattura con profili standard che consentono di definire valori di JRC variabili da 0 a 20.



A sinistra: Pettine di Barton (strumento formato da una fitta serie di aghi metallici ravvicinati e liberi di assumere diverse posizioni) che posizionato sulla superficie della frattura consente di ricostruirne il profilo. Al centro: vari tipi di profili di scabrezza e relativi valori di JRC. A destra: classificazione secondo gli standard dell'International Society of Rock Mechanics.

11.4.5 Apertura, forma e riempimento di una discontinuità

L'apertura misura la distanza perpendicolare tra le pareti di una discontinuità aperta, mentre la forma tiene conto dell'ondulazione a grande scala delle discontinuità (da non confondersi con la scabrezza = ondulazione a piccola scala).



Valori di apertura e forma di una discontinuità. Un giunto aperto, ad esempio, è quello nel quale il carsismo può aver allargato sensibilmente i labbri della frattura.

La frattura può essere anche riempita di materiale estraneo alla roccia (es: calcite, argilla, limo, ecc.). In tal caso, le caratteristiche fisiche e meccaniche di questo riempimento possono influire sensibilmente sul comportamento meccanico dell'ammasso roccioso.

11.4.6 Volume unitario del blocco

Il volume unitario del blocco roccioso di riferimento, si calcola in base ai dati di spaziatura delle famiglie di giunti presenti. La dimensione dei blocchi è un indicatore estremamente importante del comportamento dell'ammasso roccioso. Nel caso di 3 famiglie di giunti non perpendicolari tra loro, il volume unitario (V_b) si calcola nel modo seguente:

$$V_b = \frac{S_1 \cdot S_2 \cdot S_3}{\sin \gamma_1 \cdot \sin \gamma_2 \cdot \sin \gamma_3}$$

dove: S_1 , S_2 ed S_3 = spaziatura vera delle tre famiglie; γ_1 , γ_2 e γ_3 = angoli tra i sistemi.

Nel caso in cui γ_1 , γ_2 e $\gamma_3 = 90^\circ$, il volume sarà dato solo dal prodotto dei 3 valori di spaziatura.

Dove non è possibile osservare il blocco individuale (specie in presenza di meno di 3 sistemi) e con fratture *random* con spaziatura da 5 a 10 volte il valore di quella del sistema principale (S_1), una stima di massima sarà data da:

$$V_b = S_1 \times 5S_1 \times 10S_1 = 50S_1^3 \quad \text{con solo un sistema visibile sull'affioramento (S1),}$$

oppure:

$$V_b = S_1 \times S_2 \times 5S_1 = 5S_1^2 \times S_2 \quad \text{con 2 sistemi visibili sull'affioramento (S1 ed S2).}$$

Un parametro importante è poi il *Volumetric Joint Count* (J_v) che esprime il numero di fratture che intersecano il volume di ammasso roccioso. Si esprime come numero di giunti per m^3 (J/m^3).

Può essere definito a partire dai dati di spaziatura, nel modo seguente:

$$J_v = \frac{1}{S_1} + \frac{1}{S_2} + \frac{1}{S_3} + \dots$$

Una correlazione tra il J_v ed il Volume del blocco (V_b), per 3 sistemi, è la seguente (Palmstrom, 2001):

$$V_b = \beta \times J_v^{-3} \frac{1}{\sin \gamma_1 \times \sin \gamma_2 \times \sin \gamma_3}$$

dove: β = fattore di forma del blocco, dato dalla seguente formula:

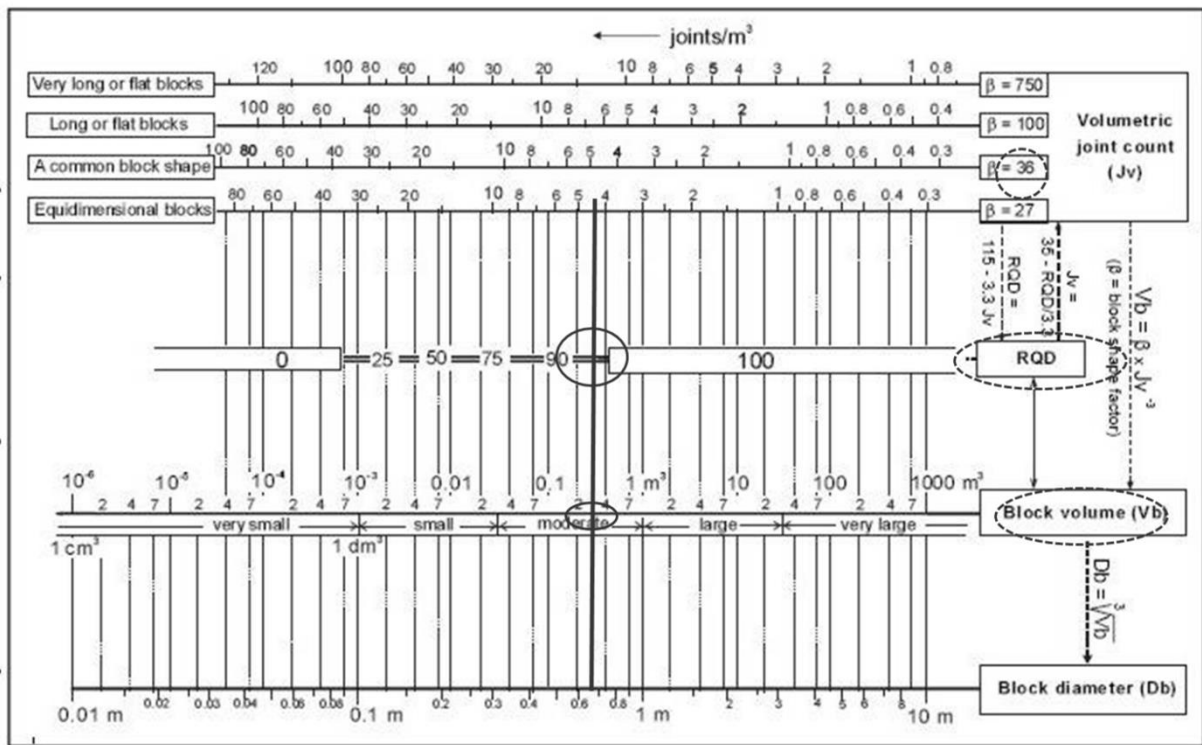
$$\beta = \frac{(\alpha_2 + \alpha_2 \times \alpha_3 + \alpha_3)^3}{(\alpha_2 \times \alpha_3)^2}$$

con $\alpha_2 = S_2/S_1$ e $\alpha_3 = S_3/S_1$

Infine, nel caso particolare di angoli a 90° tra di loro, si avrà:

$$V_b = \beta \times J_v^{-3}$$

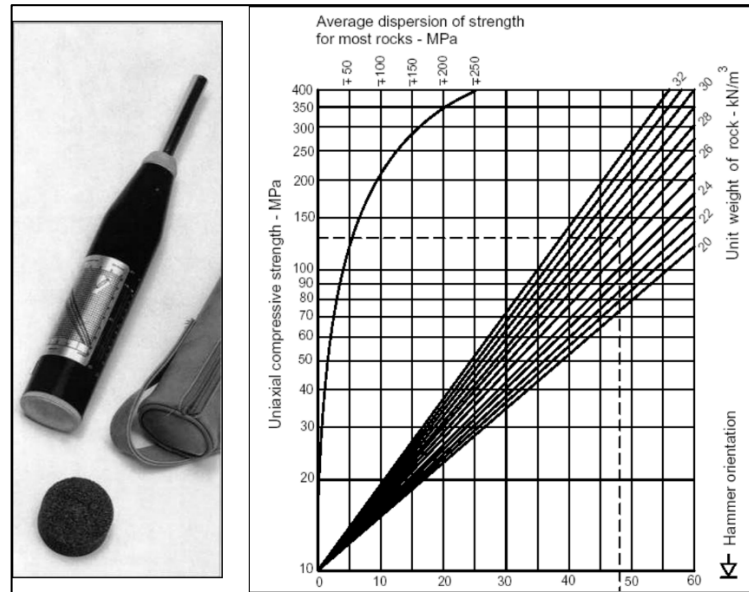
Poiché il volume del blocco si può misurare facendo ricorso a diversi metodi e formulazioni (tra i quali anche il già citato RQD), Palmstrom ha proposto un utile confronto tra metodi:



Combinazioni e conversioni tra misure di densità di fratturazione e volume dei blocchi (Palmstrom, 2001). Esempio: blocco con fattore di forma $\beta = 36$ e $J_v = 5$, il volume è $V_b = 0.3 \text{ m}^3$ e l' RQD $\sim 95 \%$.

11.4.7 Resistenza a compressione della superficie di una frattura

In questa sede, si presenta un metodo per calcolare la resistenza a compressione della “pellicola” più superficiale, alterata, di una frattura. Non bisogna confondere questa misura con la resistenza a compressione della matrice rocciosa che, invece, deve essere effettuata in laboratorio o con altri metodi speditivi. La resistenza a compressione della superficie della discontinuità è minore di quella della matrice rocciosa, ciò è dovuto a: disgregazione meccanica e/o decomposizione chimica. Pertanto si può utilizzare lo “*sclerometro da roccia*”. Si tratta di uno sclerometro (come quello usato per il calcestruzzo) nel quale la molla che misura il rimbalzo dello strumento è tarata diversamente rispetto a quella adoperata per la stima della resistenza dei calcestruzzi.



A sinistra: sclerometro da roccia (*martello di Schmidt*). Si appoggia lo stelo di acciaio sulla superficie di roccia da testare, si comprime il corpo dello strumento fino a liberare una molla collegata ad una massa battente che colpisce lo stelo e rimbalza, trascinando un indice mobile che misura il numero di rimbalzo N , variabile tra 0 e 60. Il numero di rimbalzo si correla alla densità della roccia (in kN/m^3) (vedi figura a destra) e fornisce una stima della resistenza a compressione σ_c (in MPa). La curva indica l'intervallo di variabilità del dato che aumenta all'aumentare della σ_c . Occorre tener conto anche dell'orientazione dello strumento rispetto alla superficie da testare. Nella figura di destra, si immagina lo strumento adoperato dall'alto verso il basso (*hammer orientation*).

Dopo aver effettuato 10 misurazioni, si calcola la media delle 5 letture più alte e, tenendo conto dell'orientazione dello strumento nonché della densità secca della roccia, si calcola il parametro *Joint Compressive Strenght (JCS)*.

Sistema K ₂ (216/79)				
Valori dell'impulso	r'	x	Valori correttivi	r
50, 40, 45, 36, 27, 28, 30, 34, 30, 44	43	0	-2.5	40.5
20, 27, 18, 15, 38, 30, 27, 37, 30, 46	36.2	0	-2.8	33.4
35, 36, 26, 32, 30, 21, 32, 34, 31, 31	33.8	0	-2.9	30.9
26, 21, 24, 42, 18, 36, 35, 34, 32, 31	35.8	0	-2.8	33
30, 34, 38, 20, 38, 32, 42, 40, 42, 39	40.2	0	-2.7	37.5
29, 28, 35, 38, 31, 32, 34, 25, 26, 29	34	0	-2.9	31.1
28, 24, 38, 33, 35, 35, 30, 25, 38, 39	37	0	-2.8	34.2
21, 24, 20, 32, 32, 28, 38, 30, 36, 28	32	0	-2.9	29.1
38, 37, 23, 41, 28, 39, 20, 36, 30, 40	39	0	-2.7	36.3

Esempio di raccolta ed elaborazione dati sclerometrici. r' = valore medio delle 5 letture più alte; x = direzione dello sclerometro; r = valore corretto; γ della roccia = 28 kN/m^3 , si ricava dal grafico precedente $JCS = 70 \text{ MPa}$.

12. LE FRANE

12.1 Premessa

Nel presente capitolo si introducono i concetti fondamentali relativi alle frane, nonché alla pericolosità e al rischio ad esse correlati, così come i metodi utilizzati per la stima della suscettività al dissesto. Si definisce “frana” il distacco e il movimento di volumi di terreni e/o rocce lungo un pendio. Il volume di materiale che si muove è delimitato verso l’alto dal pendio e verso il basso da una superficie lungo la quale avviene lo scorrimento (detta *superficie di rottura*). Il movimento della massa è sostenuto da un unico campo di forze: il campo di attrazione gravitazionale. Agli sforzi gravitativi, i materiali oppongono in generale una resistenza, che prende il nome di resistenza al taglio. Questa è determinata dalle forze di attrito meccanico che si generano lungo i piani di rottura e scorrimento, che possono essere espresse in termini di coefficiente di attrito interno, e dalle forze di legame tra gli elementi costituenti le rocce e i terreni, in dipendenza di legami elettrostatici o cementazione di grani e matrice, che esprimono una proprietà meccanica, che in misura fortemente variabile, tutte le rocce possiedono: la coesione.

Moltissimi sono, però, i fattori che possono intervenire, in modo naturale o per causa dell’uomo, a turbare l’equilibrio precario, venendo a variare l’attrito o la coesione del materiale, o intervenendo sulla gravità, con variazioni di peso del materiale. Il tipo di movimento, il volume del materiale e la velocità del movimento dipendono proprio da questi fattori.

Per ogni piano ipotetico di rottura, è possibile definire sforzi agenti, che tendono a deformare le rocce e sforzi resistenti che a questa deformazione, si oppongono. Il rapporto tra questi ultimi ed i primi, esprime il cosiddetto *coefficiente di sicurezza* che, con valore unitario, identifica le condizioni di equilibrio statico limite del versante. Per valutare le condizioni di equilibrio lungo una ipotetica superficie di rottura è dunque necessario caratterizzare le proprietà meccaniche dei volumi di roccia coinvolti. Le prove geotecniche e geomeccaniche di laboratorio consentono di valutare i valori di coesione ed angolo di attrito di taglio di campioni indisturbati, prelevati sui versanti in studio.

Inoltre le condizioni di equilibrio dipendono fortemente dalla presenza della fase acquosa all’interno del sottosuolo. Infatti, questa incrementa il peso dei volumi di roccia, diminuisce il valore di coesione e di angolo di attrito di taglio di alcune rocce, e soprattutto altera le condizioni di sforzo sui piani di scorrimento. In accordo con il principio delle tensioni effettive, qualsiasi incremento di pressione neutra nel sottosuolo, provoca una corrispondente diminuzione della tensione normale e, dunque, della resistenza al taglio.

Oltre alle frane stricto sensu, esistono anche i “fenomeni erosivi”, ovvero fenomeni nei quali l’asportazione del terreno dal pendio avviene granello dopo granello e senza la presenza di una

superficie di rottura ben definita. Tutti i fenomeni di instabilità dei versanti rientrano, a vario titolo, nelle categorie delle “frana” e dei “fenomeni erosivi”; vanno evitati termini quali: “*smottamento*”, (derivazione dal francese “*motte*” - collina); “*scoscendimento*”, “*ammollamento*”, ecc. (di uso giornalistico).

12.2 Classificazione dei fenomeni franosi

Nella classificazione degli eventi franosi ha un ruolo primario il tipo di materiale coinvolto, che viene classificato tenendo conto dello stato precedente al movimento iniziale. A questo proposito si distinguono tre tipologie principali di materiale: roccia, terra e detrito che sono la traduzione dei termini inglesi *rock*, *soil* e *debris*.

Per roccia si intende un aggregato naturale di granuli o minerali legati da elevata coesione (cementati), che non viene perduta anche dopo essiccamento o prolungata immersione. In genere le rocce sono interessate da piani di discontinuità che influenzano profondamente il comportamento meccanico dell'intero ammasso (vedi).

La terra è un mezzo granulare multifase, in quanto costituito da grani di minerali in contatto tra di loro; nei pori presenti tra i grani, può essere presente sia acqua che aria. Qualora i pori siano del tutto riempiti d'acqua, il corpo è saturo; nel caso contrario siamo nella condizione di terreno asciutto.

Il detrito è un aggregato naturale di grani minerali e può presentare diversi gradi di cementazione tra gli elementi della matrice; può essere costituito da materiale prevalentemente grossolano (ghiaia), in cui si hanno numerosi granuli (20-30%) con dimensioni maggiori dei 2 mm, oppure può essere costituito da materiale in prevalenza fine (argilla), in cui si hanno circa il 70-80% delle particelle di dimensioni minori dei 2 mm.

La classificazione dei movimenti franosi, in base al tipo di movimento della massa spostata ed al tipo di materiale interessato prima della frana è la seguente:

1. Crollo;
2. Ribaltamento;
3. Scivolamenti;
4. Espansioni laterali;
5. Colamenti;
6. Complessi.

I movimenti tipo scivolamento possono essere ulteriormente divisi in:

- 3a. Scivolamento rotazionale;
- 3b. Scivolamento traslazionale.

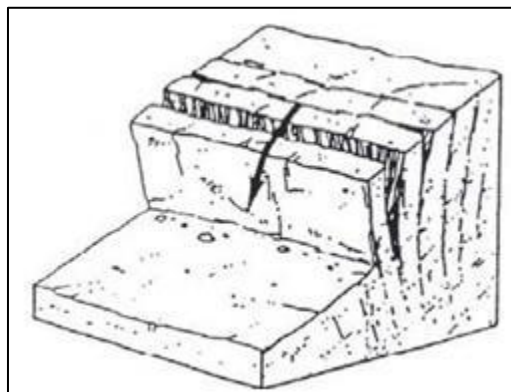
Successivamente sono state introdotte ulteriori classi a partire da quelle già elencate o si sono effettuate piccole variazioni con l'intento di catalogare ed identificare, in maniera univoca, tutti i possibili dissesti franosi sul territorio.

Tipo di movimento			Tipo di Materiale		
			ROCCIA Bedrock	DETRITO Debris	TERRA Earth
Crolli (Falls)			rockfall	debris fall	soil fall
Ribaltamenti (Topples)			rock topple	debris topple	soil topple
Scivolamenti (Slides)	Rotazionale (Rotational)		Rock Slump	Debris Slump	Soil Slump
	Translazionale (Translational)	non rotazionale	block slide	block slide	slab slide
		planare	rock slide	debris slide	mud slide
Espansioni (o Espandimenti) Lateral (Lateral spreading)			rock spreading	debris spreading	Soil (debris) Spreading
Colamenti (Flow)			Rock flow Sackung	debris flow	soil flow
Complesse (Complex)			rock avalanche	flow slide	slump-earthflow

Classificazione dei movimenti franosi.

12.2.1 Ribaltamenti (Topple o Toppling)

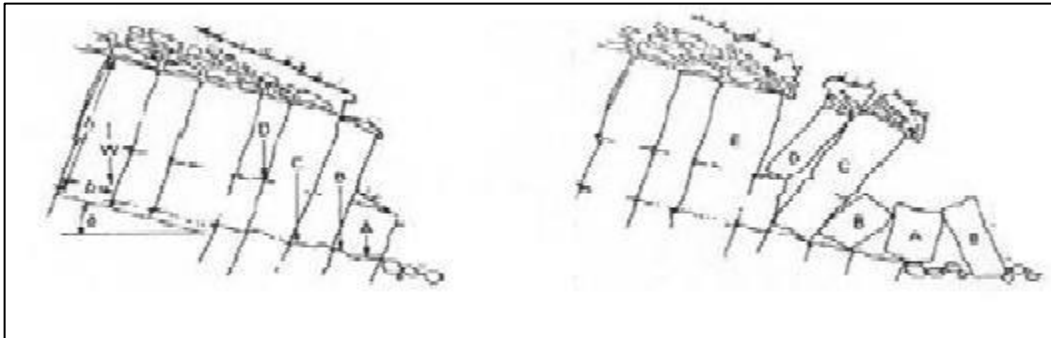
Sono fenomeni simili ai crolli e, generalmente, si verificano in versanti interessati da discontinuità strutturali preesistenti. Il ribaltamento comporta una rotazione rigida frontale o un'inflexione di una massa intorno ad un punto o un asse situato al di sotto del baricentro della massa stessa. Questo movimento avviene in presenza di alcune famiglie di discontinuità, che devono essere sia sub verticali sia sub-orizzontali.



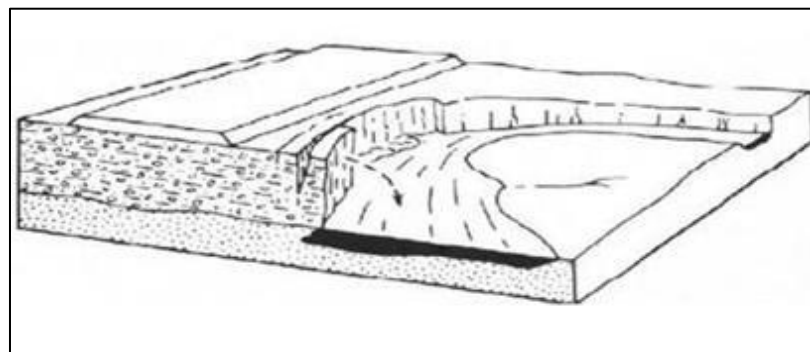
Ribaltamento.

Le superfici di discontinuità sono costituite generalmente da: giunti di stratificazione, piani di faglia, fratturazione tettonica, fessurazione di varia natura, piani di scistosità o di laminazione, superfici di contatto tra materiali aventi caratteristiche geomeccaniche differenti. Il movimento non necessariamente implica il collasso del materiale coinvolto; qualora questo si verifichi segue il cinematisma di un crollo o di uno scivolamento. Il fenomeno può svilupparsi in tutti i tipi di materiali: rocce, detriti e terre. Questa tipologia di movimento può avvenire con velocità estremamente variabili, da molto lente a molto rapide, nel caso in cui culminino in un crollo improvviso.

Le cause innescanti sono anche in questo caso i cicli di gelo e disgelo, lo scalzamento alla base ad opera di alvei fluviali, l'azione sismica e l'incremento della pressione dell'acqua presente tra le discontinuità. Le fratture presenti (faglie e piani di stratificazione) nelle zone superiori possono essere aperte oppure riempite da detrito o altro materiale.



Movimento franoso per ribaltamento dovuto a giaciture sub-verticali.



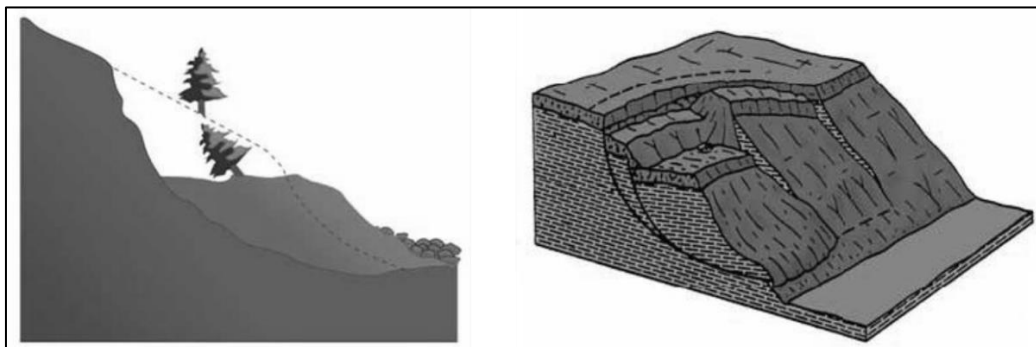
Ribaltamento per scalzamento fluviale al piede.

12.2.2 Scivolamenti

Si dividono in base alle caratteristiche geometriche della superficie di scorrimento in movimenti per scivolamento traslazionale o rotazionale.

Nel movimento traslazionale gli spostamenti avvengono principalmente su delle superfici discontinue già inclinate (superfici di strato in successione sedimentaria, di fratturazione o scistosità in rocce metamorfiche) e prevalentemente si verificano su pendii a franapoggio, quando gli strati non si riescono a sostenere tramite l'attrito tra le due superfici.

Nel movimento rotazionale gli spostamenti si verificano lungo superfici curve, concave verso l'alto, in materiali coerenti o pseudo - coerenti, quando viene superata la resistenza al taglio degli stessi materiali. Alla superficie di scorrimento principale, sono spesso associate superfici secondarie. Questi tipi di movimenti sono ricorrenti in rocce plastiche ma anche in ammassi omogenei a vario grado di cementazione ed in coltri alterate. Influenti sono le pressioni dell'acqua e le loro oscillazioni, la presenza di sovraccarichi (es. opere antropiche), e l'azione di sismi. Sono marcati in superficie dalla presenza di scarpate di altezza variabile (5-10 m), alle quali si associano spesso verso valle zone di minore acclività o disposte in contropendenza che corrispondono alla zona di accumulo della massa in movimento e sono dovute alla parziale rotazione del corpo sulla superficie concava verso l'alto.

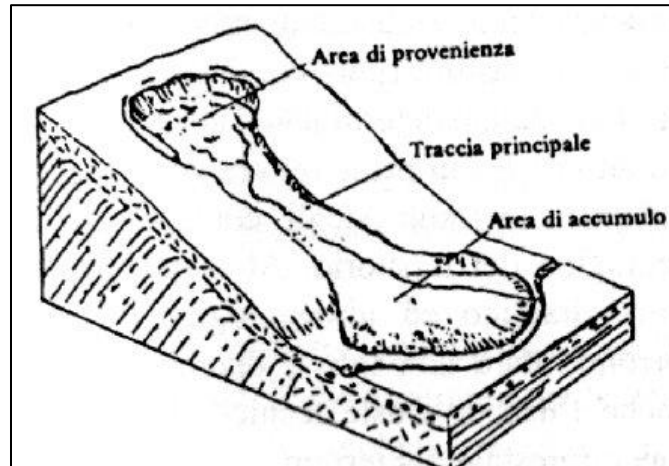


Modello schematico di scorrimento rotazionale e di scorrimento rotazionale multiplo.

12.2.3 Colamenti

Le frane di colamento sono caratteristiche di terre ed ammassi detritici, avvengono lungo superfici non visibili che si attivano durante lo scorrimento stesso. Interessano aree molto estese, anche interi versanti, lungo i quali è possibile distinguere un bacino collettore o di alimentazione. Sono generalmente da ricondurre all'elevato contenuto d'acqua con superamento del limite di liquidità (W_{LL}) nel caso di terreni argillosi. Il movimento interessa solitamente gran parte dello spessore della massa coinvolta che si comporta in maniera simile ad un fluido viscoso che si muove con velocità solitamente modeste, e che può andare incontro talvolta a deformazioni anche molto intense. Questo genere di frane sono caratterizzate da corone di distacco solitamente meno nette rispetto a quelle corrispondenti agli scorrimenti, e spesso associate a strappi e fratture nei primi decimetri del suolo.

Anche in questo caso nella parte che comprende il piede del corpo di frana, ossia nella zona di accumulo dei materiali franati, si formano dei rigonfiamenti del terreno di forma lobata,

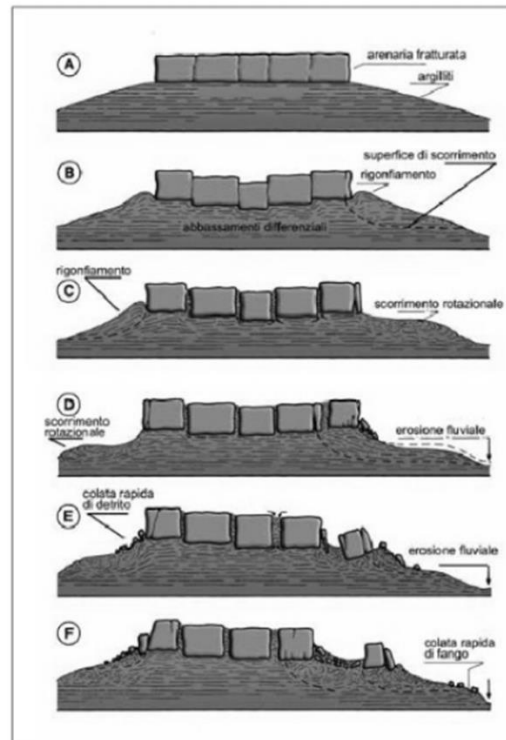


Colamento.

allungati nel senso di massima pendenza ed evidenziati dalla presenza di scarpate, le quali possono essere anche molto pronunciate.

12.2.4 Espansioni laterali

Questa tipologia di movimenti si verifica quando un materiale roccioso o un terreno coesivo competente, si trovano al di sopra di terreni a minore consistenza, quali misture di sabbie ed argille o limi saturi di acqua o argille, che hanno subito fenomeni di rammollimento. Questi materiali, a seguito di processi di plasticizzazione, o in alcuni casi per vera e propria fluidificazione, inducono nei materiali competenti sovrastanti dei processi deformativi a lungo termine, senza quindi intense deformazioni di taglio, che producono fratture di tensione; tale processo genera una separazione in blocchi degli ammassi rocciosi, e, a seguito della deformazione del substrato plastico, subsidenza e progressivo allontanamento dal versante di blocchi isolati, generalmente a velocità estremamente basse, dell'ordine di pochi mm/anno.



Evoluzione del meccanismo di espansione laterale.

12.2.5 Frane complesse

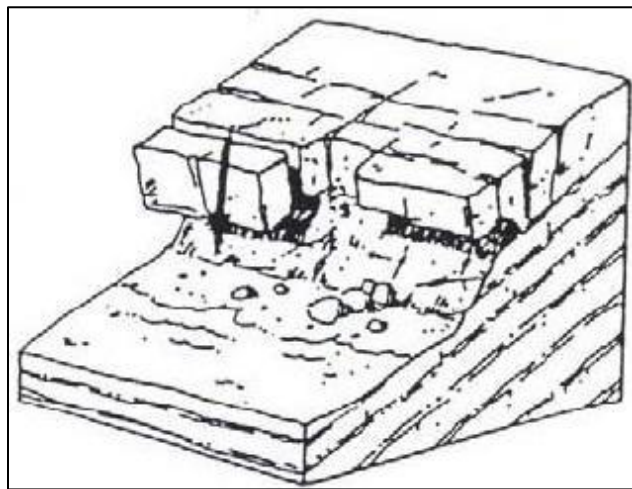
Questi movimenti presentano caratteristiche di innesco ed evoluzione nel tempo e nello spazio non riconducibili ad una sola delle categorie precedentemente descritte, il relativo movimento deriva, quindi, dalla combinazione di due o più tipi di movimento, verificatisi in successione temporale. La gran parte dei fenomeni franosi rientra in questa categoria. Per una loro corretta classificazione devono essere individuati e riconosciuti i principali tipi di movimento che li caratterizzano, in base ai quali si assegna una nomenclatura binaria al fenomeno.

12.2.6 Crolli (Falls)

Sono dei fenomeni che iniziano con il distacco di roccia da un pendio acclive, lungo una superficie avente resistenza a taglio limitata o nulla. Generalmente si verificano in versanti interessati da discontinuità strutturali preesistenti (faglie e piani di stratificazione) o di neoformazione e sono caratterizzati da velocità abbastanza alte e scarsi segni premonitori; infatti, sono osservabili solo cedimenti nelle zone laterali dell'ammasso e piccole fessure superficiali.

Cause innescanti per questo tipo di movimento sono tutti i meccanismi in grado di determinare la rottura dei contatti residui presenti su un sistema di piani di debolezza strutturale favorevolmente orientati quali: cicli di gelo e disgelo, scalzamento alla base del versante ad opera di alvei fluviali,

azione sismica, pressione dell'acqua presente tra le discontinuità, azione degli apparati radicali della vegetazione, ecc. I fenomeni di tipo crollo sono tipici delle rocce lapidee in cui si sviluppa un sistema di superfici di rottura piane o leggermente curve; il materiale si muove generalmente per caduta libera nell'aria e con successivi rimbalzi e/o rotolamenti fino ad azzerare la propria energia cinetica. Nello studio dei fronti di crollo, importante è riuscire ad identificare le possibili aree di distacco definendo le eventuali dimensioni e la relativa forma dei massi instabili ed ipotizzando l'eventuale tragitto del masso lungo il versante. La definizione dei possibili percorsi consente di individuare i beni esposti al rischio ed eventualmente organizzare dei sistemi di difesa passiva a loro protezione.



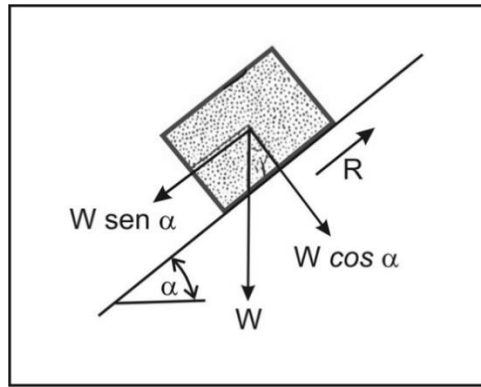
Movimento franoso per crollo.

12.3. Analisi degli scivolamenti piani

L'obiettivo di questo paragrafo è quello di definire, in maniera deterministica, il fattore di sicurezza nei confronti della rottura di un versante o scarpata in roccia. Il fattore di sicurezza (FS) è dato dal rapporto tra resistenza disponibile e resistenza mobilizzabile lungo la superficie di rottura individuata in base al modello geologico ricostruito. Occorre preliminarmente conoscere la geometria del modello ed i parametri fisico-meccanici dell'ammasso roccioso; inoltre è necessario che questi siano sufficientemente omogenei e continui nello spazio.

12.3.1 Stabilità di un blocco singolo su un piano inclinato

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



Schema elementare di un blocco su di un piano inclinato.

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

dove: A = area di base del blocco (trattandosi di una sezione unitaria sarà una misura lineare).

Si ammette che la resistenza al taglio lungo la superficie sia data dalla nota espressione di Mohr-Coulomb

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

e sostituendo avremo quindi:

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

La resistenza (reazione) lungo il piano inclinato sarà:

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

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

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

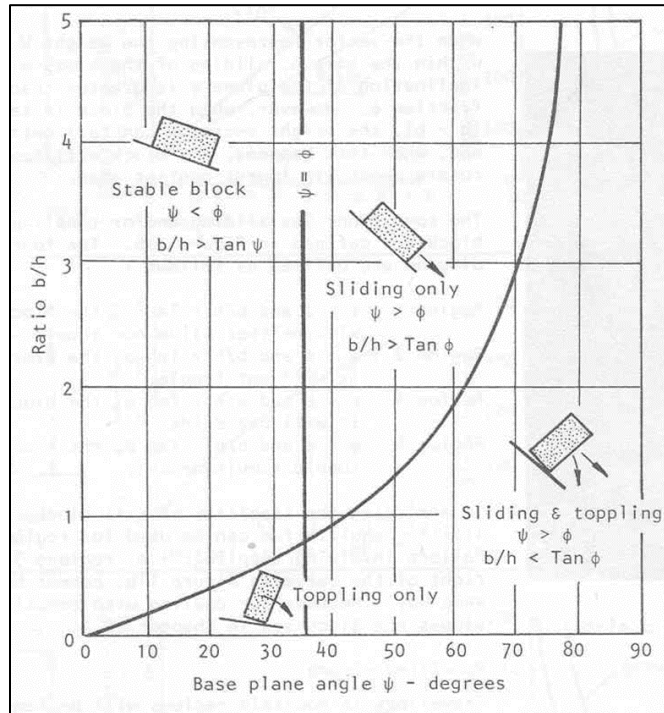
$$W \sin \alpha = c A + (W \cos \alpha) \tan \phi$$

Se lungo il piano di slittamento si ammette, in prima approssimazione, che la coesione sia nulla (il blocco è solo “poggiato” sul piano), la condizione di equilibrio limite diventa:

$$\alpha = \phi$$

Ovvero, la condizione d'equilibrio è indipendente dalle dimensioni fisiche ed è funzione solo dell'attrito e dell'inclinazione del piano.

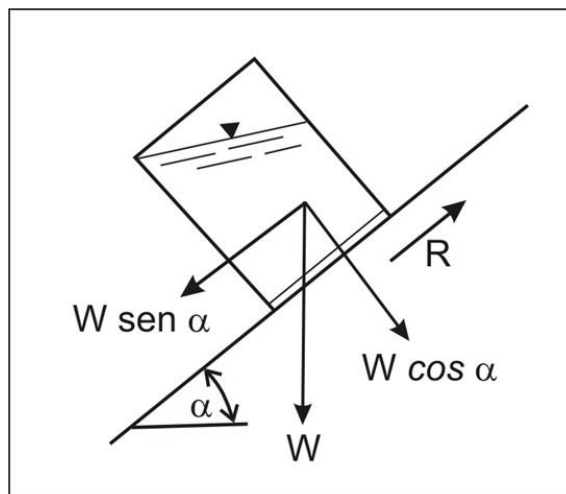
Nel caso di ribaltamento, invece, interviene anche il rapporto b/h tra larghezza della base ed altezza del blocco.



Condizioni d'equilibrio di un blocco su un piano inclinato, al variare dell'inclinazione del piano e della geometria del blocco (b/h), in relazione al valore assunto da ϕ .

12.3.2 Influenza dell'acqua sulla resistenza al taglio

Si supponga di avere una lattina piena di liquido, ma sigillata e posta sul piano inclinato. Le forze agenti sono analoghe a quelle del caso precedente. Per semplicità sia $c = 0$.



La lattina piena di liquido posta sul piano inclinato.

Immaginiamo ora di poter forare la base della lattina senza muoverla dal piano; il liquido riempirà l'intercapedine tra il fondo ed il piano inclinato, dando luogo ad una pressione $u = \gamma_w \cdot h_w$ dove: γ_w = peso specifico del liquido e h_w = altezza del liquido rispetto al piano inclinato.

Quindi la sottospinta idraulica, ossia la spinta di galleggiamento verso l'alto sarà:

$$U = u A$$

dove A è al solito l'area di base del blocco/lattina.

La componente normale della forza peso andrà quindi ridotta per effetto della sottospinta e avremo:

$$R = (W \cos \alpha - U) \tan \phi$$

Posto il peso/volume dell'acqua + peso della lattina pari a γ , avremo:

$$W = \gamma h A \text{ (peso recipiente+ liquido)}$$

dove: h = altezza della lattina;

e

$$U = \gamma_w h_w A \text{ (sottospinta)}$$

dove: h_w = altezza del liquido nella lattina.

Essendo anche $h_w = h \cos \alpha$, si ha:

$$U = \gamma_w / \gamma W \cos \alpha$$

In definitiva sostituendo, si ha:

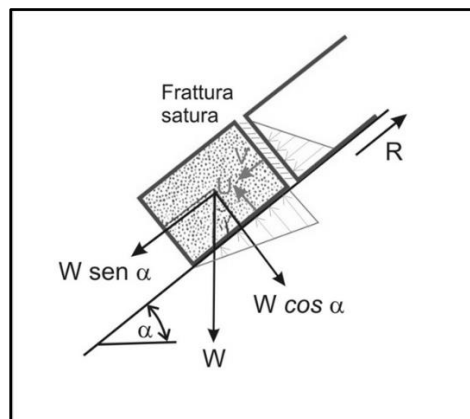
$$R = W \cos \alpha (1 - \gamma_w / \gamma) \tan \phi$$

La condizione di equilibrio limite sarà:

$$\tan \alpha = (1 - \gamma_w / \gamma) \tan \phi$$

12.3.3 Influenza dell'acqua nella frattura a tergo e sul piano di scivolamento

In questo caso, la geometria del modello si modifica e si immagina il blocco isolato dalla roccia retrostante, per effetto di una frattura aperta posta ortogonalmente al piano inclinato. Si assume ancora che il blocco sia integro e quindi impermeabile al suo interno e che l'acqua possa trovarsi solo nella frattura a tergo del blocco e sul piano inclinato.



Blocco isolato per la presenza di una frattura ortogonale al piano inclinato e presenza dell'acqua nella frattura e sul piano inclinato. Il blocco al suo interno è asciutto.

Nel caso in esame, se la frattura a tergo del blocco è saturata fino ad una certa altezza, la condizione d'equilibrio sarà:

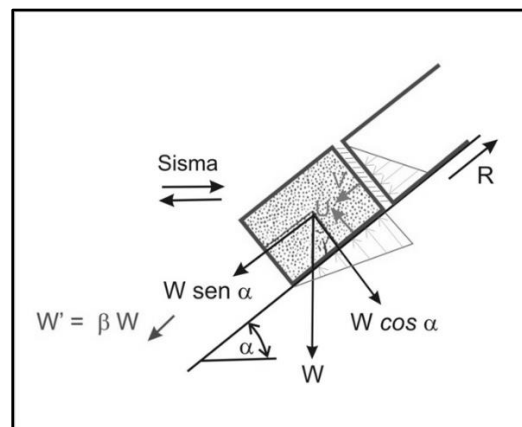
$$W \sin \alpha + V = c A + (W \cos \alpha - U) \tan \phi$$

dove: V = risultante della spinta dell'acqua esercitata nella frattura a tergo del blocco; U = risultante della sottospinta idraulica esercitata dall'acqua presente sul piano inclinato.

La distribuzione triangolare della sottospinta U si ha nel caso in cui vi sia deflusso lungo il piano di scorrimento. Se si impedisce all'acqua di defluire, la distribuzione delle sollecitazioni assumerà un andamento di tipo rettangolare (uguale in ogni punto sotto il blocco) e le condizioni di stabilità peggioreranno.

12.3.4 Azione pseudostatica

Si definisce pseudostatica l'effetto di una forza, dovuta ad un terremoto, che si immagina applicata con continuità sul blocco e non in maniera transitoria (come avviene nella realtà).



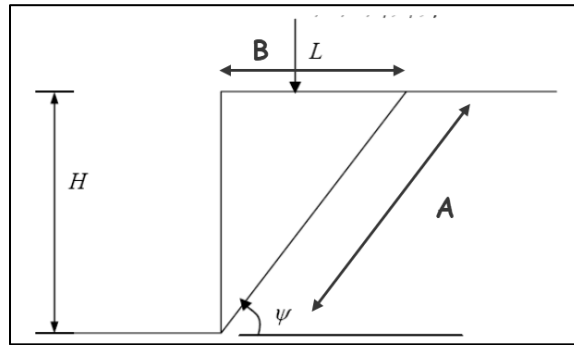
Azioni pseudostatiche.

In caso di sisma, il moto del blocco si applicherà nelle due direzioni orizzontali. Naturalmente, l'effetto più destabilizzante è quello nella direzione di scivolamento.

Un'analisi pseudostatica semplificata considera l'effetto del terremoto applicato con continuità al pendio. In questo caso si considera il peso sismico del blocco (W') dato dal prodotto di W per il coefficiente sismico di zona β (vedi).

12.4 Stabilità di una scarpata verticale

Consideriamo dapprima un modello semplice di scarpata verticale di altezza H , con superficie superiore orizzontale sovraccaricata da un carico L , interessata da un piano di scorrimento inclinato di un angolo ψ .



Modello analizzato.

Assumendo uno spessore unitario, avremo per il peso del cuneo W:

$$W = V\gamma$$

Dove: V = volume del cuneo e γ = densità della roccia.

Avremo inoltre:

$$V = 1/2 BH;$$

$$A = H/\sin\psi;$$

$$B = H/\tan\psi.$$

e quindi:

$$V = 1/2 H/\tan\psi \quad H = H^2/(2 \tan\psi).$$

e il peso del cuneo:

$$W = V\gamma = (H^2 \gamma)/(2 \tan \psi).$$

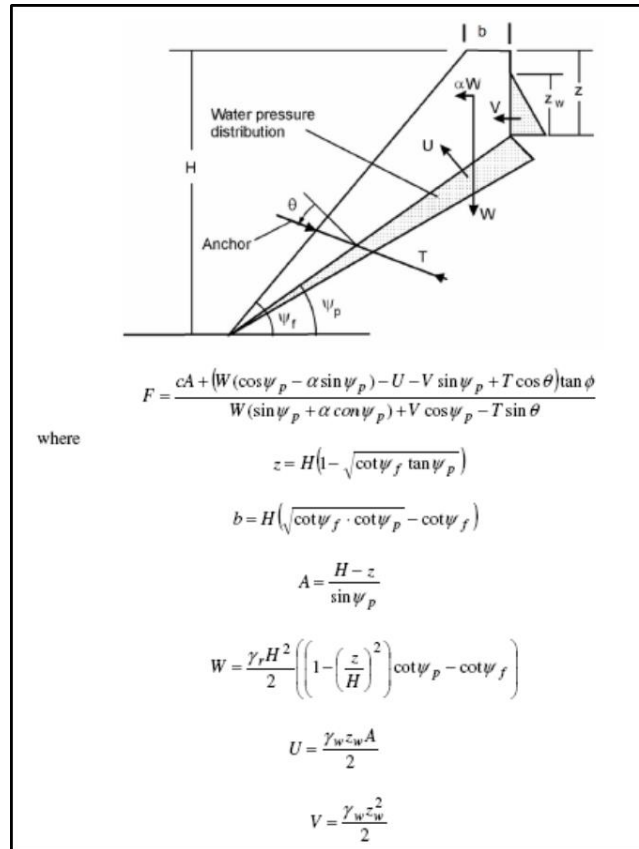
Il fattore di sicurezza sarà:

$$FS = \frac{cA + (W + L)\cos y \tan\phi}{(W + L) \sin y}$$

dove $y = \psi$

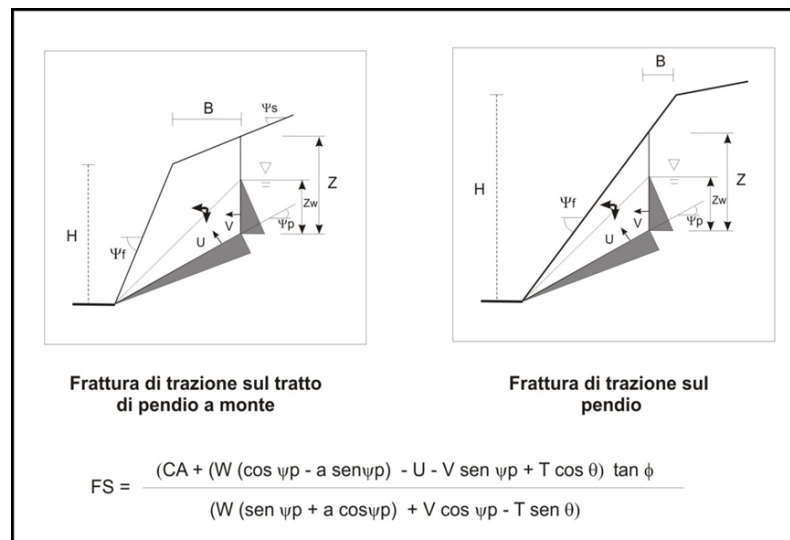
12.5 Stabilità di una scarpata variamente inclinata

Calcolo del fattore di sicurezza per un pendio con una frattura di trazione verticale, piena d'acqua fino ad un'altezza z_w .



Modello analizzato. T = forza esercitata da un tirante di ancoraggio inclinato di un angolo θ rispetto al piano di scorrimento; U = sottospinta idraulica sul piano di scorrimento; V = spinta dovuta all'acqua nella frattura di trazione; b = distanza della frattura dal ciglio della scarpata; α = coefficiente sismico di zona.

Altri due possibili modelli di scarpate inclinate, con presenza di fratture di trazione poste a tergo del ciglio superiore o sulla faccia della scarpata stessa, sono di seguito riportati.



Espressione del fattore di sicurezza per i due modelli A e B di scarpata. T = sforzo dovuto ad un tirante d'ancoraggio; ψ_p = angolo rispetto al piano di scorrimento.

Significato dei simboli ed unità di misure:

H (m) = altezza del pendio; b (m) = distanza della frattura dalla cresta; ψ_f (°) = inclinazione del pendio; ψ_p (°) = inclinazione del piano di rottura; γ_r (kN/m³) = peso dell'unità di volume dell'ammasso; ψ_s (°) = inclinazione del pendio a monte della cresta; γ_w (kN/m³) = peso dell'unità di volume dell'acqua; Z (m) = altezza della frattura di trazione; A (m) = area del piano di slittamento (in realtà una misura lineare, essendo la sezione del disegno di spessore unitario) Z_w (m) = altezza dell'acqua nella frattura; c (kN/m²) = coesione lungo il piano di scorrimento; ϕ (°) = angolo d'attrito lungo il piano di scorrimento; α = coefficiente sismico di zona; W (N) = peso della massa slittante; U e V (N) = sottospinta idraulica sul piano di scorrimento e spinta dovuta all'acqua nella frattura di trazione.

Per il modello A:

$$Z = (H \cot \psi_f - b) (\tan \psi_f - \tan \psi_p)$$

$$W = (1/2) \gamma_r H^2 [(1 - Z/H)^2 \cot \psi_p (\cot \psi_p \tan \psi_f - 1)]$$

$$\text{Area del piano di slittamento } A = (H \cot \psi_f - b) \sec \psi_p$$

Per il modello B:

$$Z = H + b \tan \psi_s - (b + H \cot \psi_f) \tan \psi_p$$

$$W = (1/2) \gamma_r (H^2 \cot \psi_f X + bHX + bZ)$$

$$\text{essendo } X = (1 - \tan \psi_p \cot \psi_f)$$

$$\text{Area del piano di slittamento } A = (H \cot \psi_f + b) \sec \psi_p.$$

Per entrambi i modelli A e B:

$$U = (1/2) \gamma_w Z_w A$$

$$V = (1/2) \gamma_w Z^2 w$$

Nel calcolo di FS, si trascuri l'effetto del tirante T ($T=0$).

12.6 La caduta massi

12.6.1 Premessa

Per caduta massi si intende il fenomeno di distacco (*crollo*) ed il successivo movimento verso valle di uno o più blocchi rocciosi con volumi molto variabili, da pareti rocciose particolarmente acclivi e intensamente fratturate. Questi blocchi possono raggiungere grandi energie cinetiche con velocità che possono arrivare fino a 30 m/s.

Secondo le Norme UNI 2007, per “crollo” deve intendersi un fenomeno franoso che comporta il distacco di blocchi e/o frammenti rocciosi di dimensioni variabili (da alcuni decimetri a diverse centinaia di metri cubi) da pendii o fronti di scavo ed il loro successivo movimento (per caduta libera, rimbalzo, rotolamento, scivolamento) lungo il versante fino all'arresto. Il crollo può avere luogo anche per mobilitazione di blocchi contenuti in terreni sciolti. Si può inoltre parlare di crolli *primari* e *secondari*, ossia distacco diretto da pareti rocciose, oppure a seguito di allontanamento di blocchi già distaccatisi ed in precario equilibrio o in seguito a impatti con altri blocchi in movimento.

Il fenomeno di crollo ha in genere le seguenti caratteristiche: 1) l'evento coinvolge uno o più massi che si distaccano dalla scarpata; 2) ogni massa si comporta in maniera più o meno indipendente dagli altri; 3) vi è una perdita di contatto temporanea con il pendio con accelerazione durante la caduta; 4) i massi raggiungono elevate energie cinetiche durante la caduta. Secondo alcuni Autori, la definizione di “crollo” andrebbe limitata ad eventi caratterizzati da una energia cinetica massima pari a $500 \text{ kN} \times \text{m}$, equivalente ad un blocco di 5 Tonnellate che cada verticalmente da un'altezza di 5 m. Infatti, in tal caso, poiché la velocità (v) è data da:

$$v = \sqrt{2 g h} = 9,9 \text{ m/s}$$

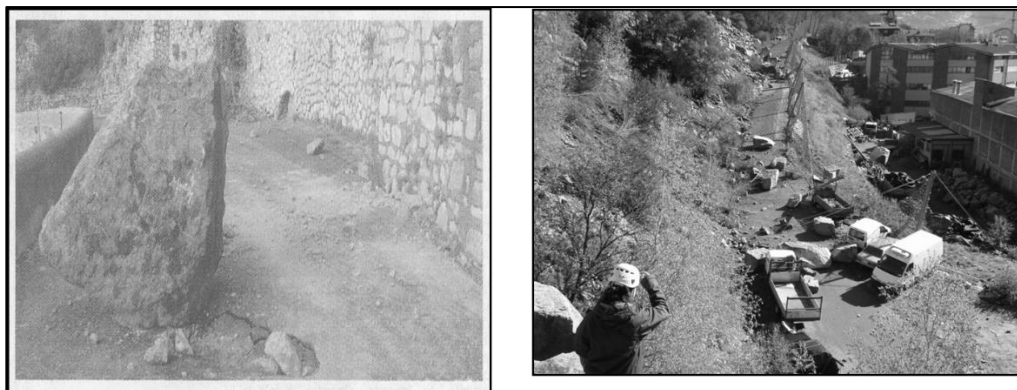
dove: g = accelerazione di gravità; h = altezza di caduta (5 m).

La quantità di moto (Q) sarà pari a:

$$Q = \left(\frac{5T}{9,81 \frac{\text{m}}{\text{s}^2}} \right) 9,9 \frac{\text{m}}{\text{s}} = 5046 \text{ Kg massa} \times \frac{\text{s}}{\text{m}} = 500 \text{ kN} \times \text{m}$$

12.6.2 Tipi di moto e analisi delle traiettorie

Dopo il distacco, i massi possono muoversi verso valle con diversi tipi di moto. Essi sono i seguenti: *Caduta libera*, dovuta all'accelerazione di gravità; *Rimbalzo*, a seguito dell'impatto lungo il versante. Le componenti orizzontale e verticale della velocità, all'impatto, dipenderanno dall'inclinazione del punto d'impatto e dai valori dei *coefficienti di restituzione all'urto*; *Rotolamento*, impartisce al blocco una velocità angolare che influisce, a sua volta, sulla velocità di traslazione del blocco; *Slittamento*, è funzione dell'attrito lungo il piano e della sua inclinazione; *Rotolamento/slittamento*, composizione dei due moti precedenti. Le traiettorie seguite dai massi in caduta dipendono da numerose variabili e la loro indeterminazione dipende dal carattere aleatorio dei parametri cinematici e geomeccanici che governano il processo.



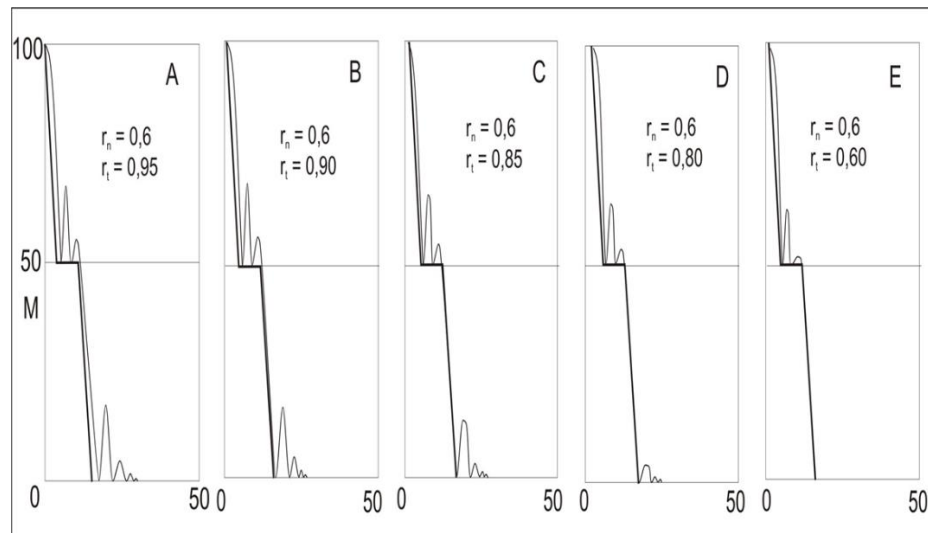
Impatti di massi su sedi stradali.

Le traiettorie dei massi, oltre a dipendere dai parametri prima citati, dipendono anche dalla morfologia dei pendii, dalla forma dei massi stessi e da possibili fenomeni di frammentazione durante la caduta. In merito alle caratteristiche geomeccaniche dei materiali che formano il pendio, uno dei parametri più importanti che influiscono sui percorsi e sui punti di arresto dei blocchi è il *Coefficiente di restituzione all'urto* (e) che rappresenta la quantità di energia che, a seguito dell'impatto, viene restituita al blocco durante il suo spostamento. La sua entità dipende dalla natura litologica del blocco e del tipo di materiale che forma il versante sul quale esso impatta. Questo parametro viene considerato quando si vogliono ricostruire le traiettorie più probabili. Alcuni Autori hanno introdotto nelle simulazioni di caduta due coefficienti di restituzione: quello normale e quello tangenziale, ovvero parte dell'energia viene restituita al masso sia in direzione normale che tangenzialmente, all'atto dell'urto.

Riferimenti	Normale	Tangenziale	Tipo di materiale
Piteau & Clayton	0.9-0.8	0.75-0.65	Roccia integra
	0.8-0.5	0.65-0.45	Detrito con grandi massi
	0.5-0.4	0.45-0.35	Detrito compatto
	0.4-0.2	0.30-0.20	Pendio coperto da erba
Hoek	0.53	0.99	Roccia integra
	0.40	0.90	Strada asfaltata
	0.35	0.85	Roccia con grandi massi
	0.32	0.82	Suolo
	0.32	0.80	Suolo con vegetazione
	0.30	0.80	Suolo sciolto con poca vegetazione

Valori dei coefficienti normali e tangenziali in funzione del tipo di materiale coinvolto nel processo di caduta, ricavati mediante prove sperimentali.

L'effetto prodotto da piccole variazioni nei coefficienti di restituzione, è molto elevato e genera traiettorie estremamente variabili, con punti di arresto differenti; tale evenienza si coglie ad esempio dalla figura successiva ove, pur in presenza di un pendio di forma molto semplice e per il quale il coefficiente normale viene assunto sempre eguale, il numero di rimbalzi, le altezze ed i punti di arresto delle traiettorie cambiano considerevolmente.



Diversi risultati di simulazioni di caduta massi ottenute facendo variare, solo di poco, il coefficiente di restituzione tangenziale.

12.6.3 Modelli previsionali di caduta massi

La ricostruzione delle possibili traiettorie di caduta massi è importante ai fini della definizione della *pericolosità* delle aree che possono essere coinvolte dal fenomeno, della individuazione dei manufatti, delle persone e delle cose che possono essere investite (*stima del rischio*) e del *dimensionamento* corretto delle opere di difesa.

Poiché non è possibile calcolare singolarmente ogni possibile comportamento del masso durante la caduta (tipi di moto) in quanto occorrerebbero calcoli molto elaborati e soprattutto numerosissimi, nella pratica professionale si ricorre all'uso di programmi di calcolo che consentono di simulare moltissime traiettorie in poco tempo, facendo variare opportunamente tutti i parametri cinematici, geomeccanici e topografici dei materiali e dei pendii. A causa della aleatorietà delle traiettorie, l'approccio più corretto è quello di ricostruire a posteriori il loro più probabile andamento, sulla base degli effettivi punti di distacco dei massi, delle impronte da impatto lasciate dagli stessi sul pendio e sui reali punti di arresto. Si effettua, in sostanza, un'analisi a ritroso dell'intero processo e per il quale occorre poter disporre di un buon rilievo geomorfologico di tutta l'area coinvolta nel fenomeno.

I codici di calcolo che aiutano a descrivere il comportamento di un blocco lungo il versante, devono basarsi su parametri affidabili di tipo topografico e cinematico. Il loro obiettivo è quello di prevedere l'evoluzione del fenomeno di caduta a partire da situazioni ed osservazioni su crolli pregressi. Il loro uso consente di prevedere i possibili percorsi di caduta, le altezze delle traiettorie, le velocità e le energie cinetiche durante la caduta, le massime distanze di propagazione. Tutte

queste grandezze consentono infine di posizionare e dimensionare in maniera corretta eventuali opere di difesa passiva (es: barriere paramassi).

Esistono molti software che consentono di eseguire:

- molte analisi in tempi brevi,
- di introdurre molte variabili (geometria del pendio, caratteristiche geologiche, velocità iniziali di caduta, effetti sismici, dimensioni e forme dei blocchi, etc.);
- di simulare l'effetto di eventuali opere di difesa passiva (barriere paramassi, rilevati paramassi, etc.);
- di calcolare le altezze di rimbalzo (dato importante per il dimensionamento delle opere di difesa);
- le energie cinetiche dei blocchi, i punti di arresto, etc.

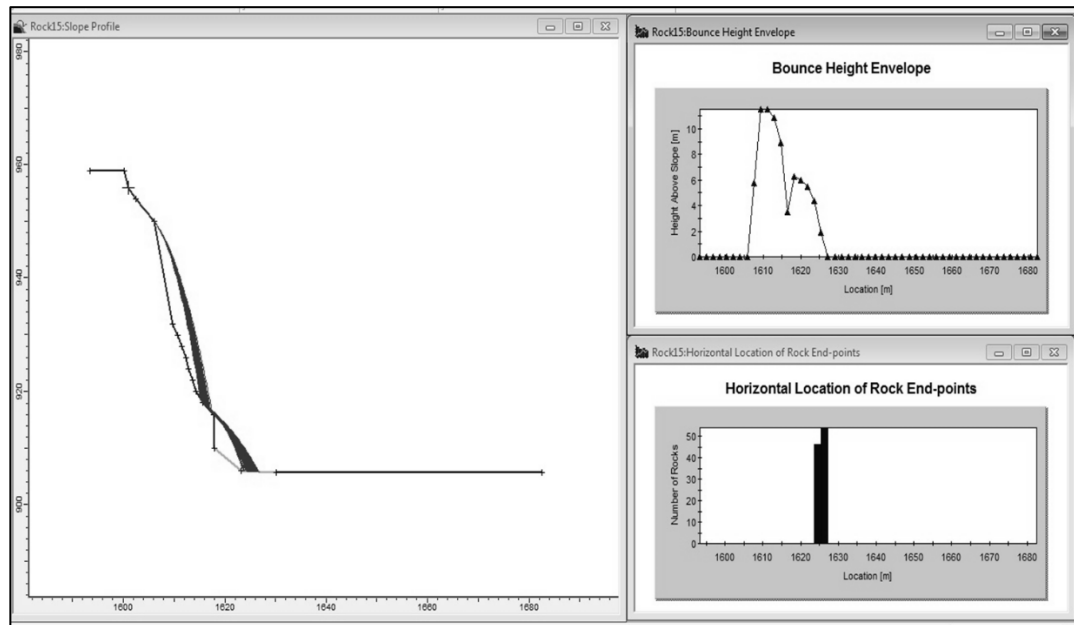
Questi software possono analizzare situazioni bidimensionali (2D) e tridimensionali (3D): nel primo caso non si tiene conto di possibili variazioni laterali delle traiettorie in quanto l'analisi si realizza lungo un profilo topografico bidimensionale; nel secondo caso è possibile tener conto della reale morfologia in quanto l'analisi tiene conto della forma del versante e della sua estensione.

Alcuni dei Codici traiettografici più utilizzati	
ROTOMAP	(Scioldo, 1991). Simula in 3D la traiettoria di caduta di un masso lungo un pendio. Utilizza un approccio statistico ed è possibile utilizzare modelli digitali della superficie topografica. Possibile inserimento di opere di ritenuta.
STONE	(Guzzetti & Crosta, 2001). Simula in 3D la traiettoria di caduta; può essere applicato anche su aree vaste sulle quali si abbiano a disposizione dati geologico-geomorfologici ottenibili con indagini relativamente speditive. Necessita di un DTM. Possibile inserimento di opere di ritenuta.
ROCFALL	(Rocscience, 2001). Metodo 2D. Analisi statistica con stima delle energie, velocità ed altezze di rimbalzo, punti di arresto lungo profili bidimensionali. Possibile inserimento di opere di ritenuta.
CONEFALL	(Jaboyedoff & Labiouse, 2003) Metodo 3D. L'area entro la quale un blocco può propagarsi è assimilata ad una griglia di punti che simulano un cono con assegnata pendenza il cui apice è ubicato nel punto di partenza del masso. Può applicarsi a sorgenti puntuali o areali. Necessita di un DTM.

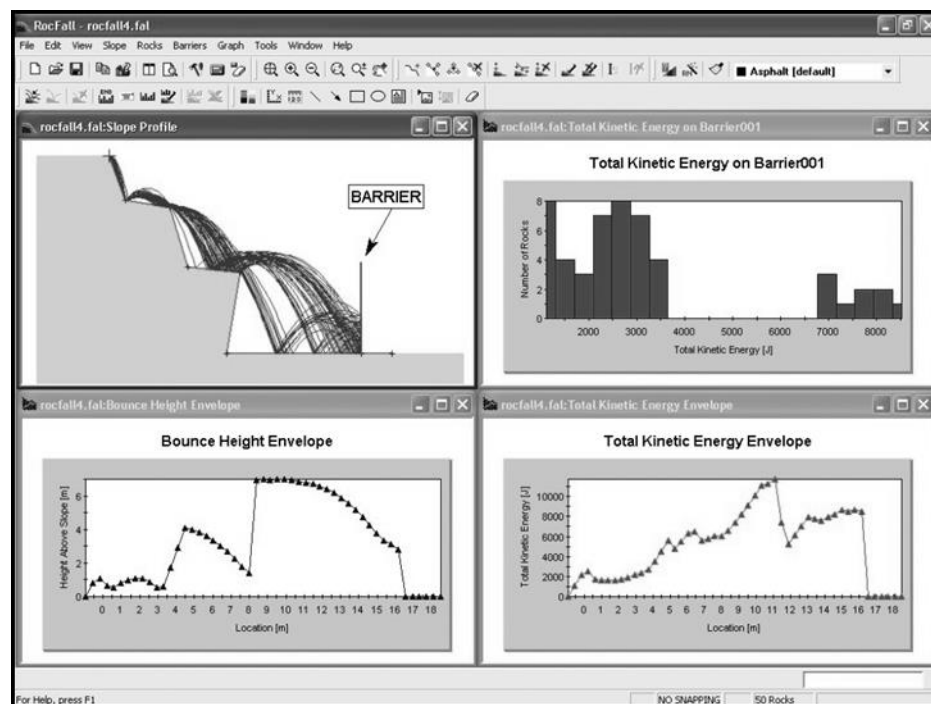
Codici di calcolo di tipo commerciale più diffusi, per l'analisi delle traiettorie di caduta.

Molti di questi codici sono del tipo “*lumped mass*” ossia trascurano la forma e le dimensioni del blocco e lo schematizzano come un punto materiale di massa m e velocità v . Si trascura inoltre la resistenza dell'aria. Dal momento che si assume il masso come un punto materiale, non è possibile analizzare fenomeni di frantumazione durante la caduta. Le traiettorie sono di tipo balistico e le componenti normale e tangenziale della velocità subiscono variazioni a seguito degli impatti. Dette variazioni vengono schematizzate introducendo i più opportuni valori dei coefficienti di restituzione normali e tangenziali.

Il codice *Rocfall* (2D) della *Rocscience inc.* (Canada) consente di ricostruire le traiettorie di caduta e di ricavare dati importanti per la progettazione delle opere di difesa.

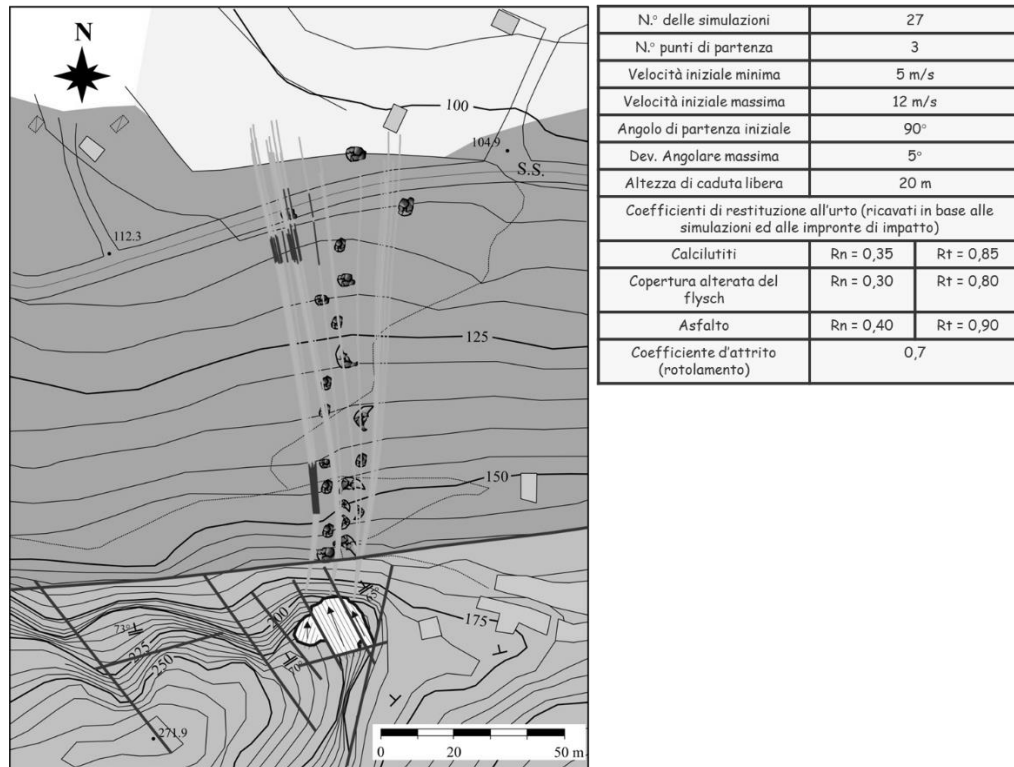


Output fornito da Rocfall (2D). A sinistra: andamento delle traiettorie di caduta e punti di arresto dei massi lungo il pendio; a destra: grafici che rappresentano (a) l'involuppo delle altezze delle traiettorie rispetto al pendio e (b) frequenza dei punti di arresto dei massi.



Simulazioni ottenute introducendo una barriera paramassi in grado di arrestare tutti i massi dotati di variabili energie cinetiche. In (a) traiettorie dei massi; in (b) altezze di rimbalzo rispetto al pendio; in (c) istogramma di frequenza delle energie cinetiche; in (d) involuppo delle energie cinetiche totali possedute dai massi durante la loro caduta.

Il codice *Rotomap* (3D), oltre a fornire risultati analoghi a quelli prima ottenuti (punti di arresto, energie cinetiche, altezze delle traiettorie), consente di rappresentare i percorsi di caduta in pianta e di tener conto della morfologia dell'intero versante. A questo scopo, occorre ricostruire l'andamento delle isoipse nell'area interessata dal fenomeno.



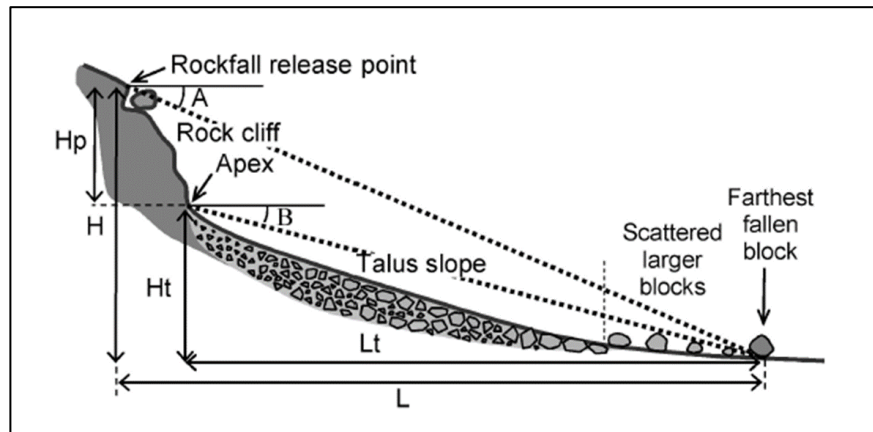
Output fornito da Rotomap (3D). A sinistra: andamento in pianta delle traiettorie (in grigio i segmenti di traiettorie lungo i quali i massi scivolano lungo il pendio; in nero i tratti lungo i quali i massi rimbalzano). A destra: parametri in input adottati nelle simulazioni.

Tutti i codici di calcolo hanno punti di forza e punti di debolezza. Essi consentono una ricostruzione più affidabile delle traiettorie di caduta; permettono di ricavare altezze di rimbalzo, energie, punti di arresto, ecc. Consentono il corretto dimensionamento delle opere di difesa. Inoltre consentono di effettuare analisi probabilistiche per la definizione della pericolosità da invasione. A tal riguardo, meglio si prestano i modelli 3D. Tuttavia per il loro utilizzo occorrono molti ed affidabili dati topografici, geomeccanici, ecc. (soprattutto per quanto riguarda l'utilizzo dei più idonei coefficienti di restituzione all'urto). Inoltre, è necessario conoscere i reali punti di arresto dei massi e le impronte da impatto da essi lasciati sul pendio. Questi ultimi, purtroppo, solo raramente sono disponibili nella misura e qualità necessarie.

12.6.4 Metodi empirici per la delimitazione delle aree di invasione dei massi

Laddove non è possibile utilizzare codici di calcolo ed in mancanza di evidenze morfologiche sui punti di impatto dei massi, si può ricorrere a approcci empirici, basati su di un gran numero di dati osservazionali relativi a crolli pregressi.

In questa sede si citano due metodi: quello cosiddetto del *reach angle* (angolo di proiezione) e quello dello *shadow angle* (angolo d'ombra). Il reach angle rappresenta la perdita di energia cinetica dei massi lungo il percorso di caduta dal punto di partenza fino a quello di arresto dove $E = 0$.



Schema per la definizione del reach angle (A) e del shadow angle (B).

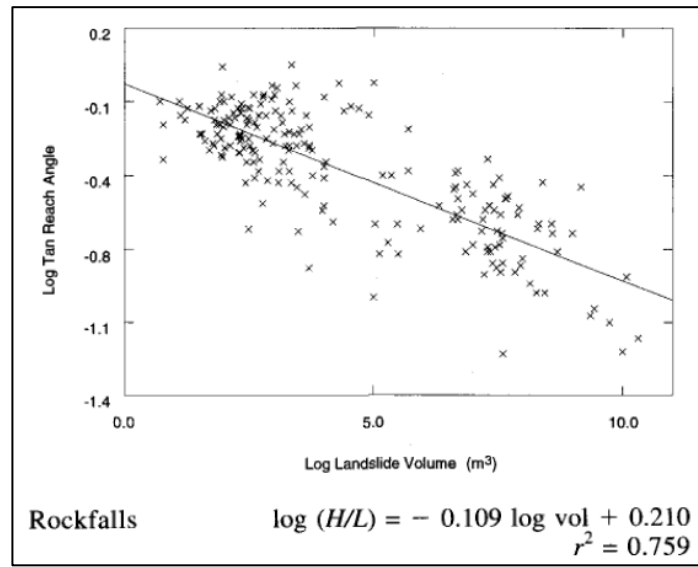
Si introduce l'indice di mobilità (A) che è dato dal rapporto H/L tra l'altezza di caduta (dislivello tra il punto di distacco e punto di arresto) e la distanza (L) in pianta percorsa dal masso che ha raggiunto la posizione più avanzata. Si definisce *reach angle* l'arcotangente del rapporto H/L . E' evidente che massi di maggiori dimensioni che hanno altezze di caduta elevate, percorrono maggiori distanze prima di dissipare tutta l'energia cinetica posseduta.

Lo *shadow angle* (B) è dato dall'inclinazione della linea che rappresenta la perdita d'energia subita dal masso e che unisce l'apice del cono detritico al piede di una parete rocciosa con il punto più avanzato raggiunto dal masso maggiormente energetico. In questo caso, l'indice di mobilità sarà dato dal rapporto H_t/L_t . L'angolo d'ombra non richiede quindi l'individuazione della zona sorgente dei crolli ma solo la definizione del punto apicale da cui inizia la falda detritica posta al piede di una parete. Dati sperimentali hanno consentito di definire il valore minimo di questo angolo, che è pari a 27.5° .

Il reach angle è stato correlato al volume (V) della massa in frana, al pari di tutte le altre frane. Secondo Corominas, la relazione che lega il logaritmo della tangente del rapporto H/L al logaritmo del volume è di tipo lineare ed assume la forma generale:

$$\text{Log Tan } (H/L) = A + B \text{ Log } V$$

dove: A e B sono coefficienti sperimentali, ricavati dall'analisi di un gran numero di crolli studiati.



Correlazione tra il reach angle ed il volume dei crolli. Il coefficiente di correlazione r^2 , non particolarmente elevato, dipende dalla elevata dispersione dei dati sperimentali, dovuti a diverse cause di tipo topografico e morfologico.

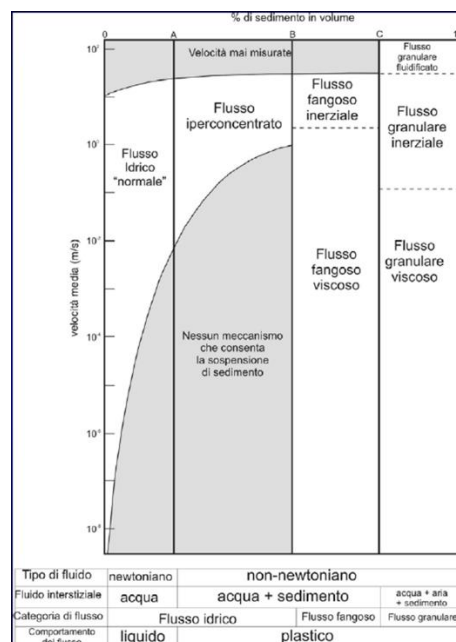
In generale, si è potuto osservare che i crolli sono caratterizzati da una mobilità minore rispetto a tutte le altre frane quali le colate e gli scorrimenti traslativi.

13. LE FRANE DA COLATA RAPIDA DI FANGO

13.1 Introduzione

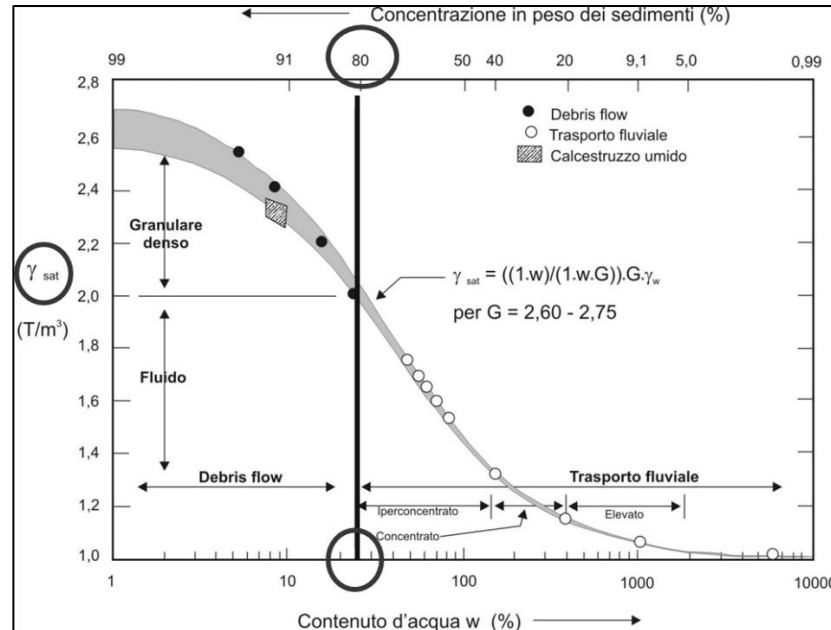
La Campania, ed in particolare il settore centrale della regione compresa tra i Campi Flegrei, a nord, e l'area del salernitano, a sud, è particolarmente esposto al pericolo derivante dall'accadimento di colate rapide di fango. Quest'area, infatti, è ricoperta da depositi di materiali sciolti parzialmente saturi, prodotti dalle eruzioni dei centri vulcanici (Campi Flegrei e Vesuvio) che sono stati attivi nelle ultime decine di migliaia di anni. Tali depositi ammantano i rilievi collinari e montuosi, che sono soggetti a frequenti colate rapide di fango, caratterizzate da elevatissima velocità e capacità di propagazione anche in aree a bassissima pendenza. Tali caratteristiche rendono le colate di fango un rischio per le popolazioni e l'integrità di costruzioni, infrastrutture e reti di servizio. Questi fenomeni sono noti da tempo, e sono menzionati in antiche cronache, ma la frequenza di avvenimenti catastrofici nell'ultimo cinquantennio, pone la società di fronte ad un complesso problema di sicurezza sociale. La causa di questi eventi catastrofici è da ricercare sia nei caratteri dei fenomeni meteorologici che nella straordinaria crescita dei beni esposti verificatasi in tutta la regione dopo la seconda guerra mondiale.

Trattasi di fenomeni che, secondo una classifica basata sul comportamento allo scorrimento di fluidi non-newtoniani (ovvero miscele di acqua+ sedimento), sono stati classificati come colate fangose a diversa granulometria che passano, diminuendo la frazione solida contenuta nella massa, a flussi iperconcentrati caratterizzati da intervalli di velocità molto ampi.



Classificazione reologica dei flussi acqua-sedimenti (secondo Pierson & Costa, 1987).

Aumentando il contenuto d'acqua nella massa in frana e riducendosi contestualmente la concentrazione dei sedimenti, si ha il passaggio dalle colate al cosiddetto “flusso iperconcentrato” che diviene via via sempre meno concentrato fino al “trasporto solido” per trascinamento ed in sospensione (fenomeno tipico dei normali corsi d'acqua).

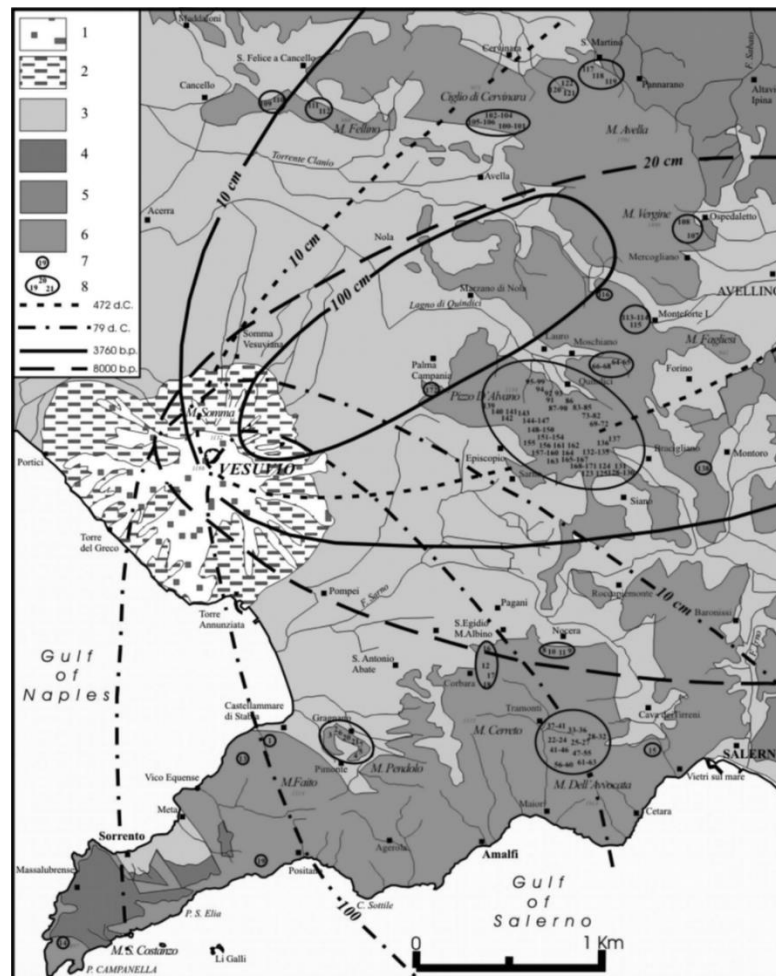


Classificazione di Hutchinson: Il passaggio alla colata (*debris flow*) si ha per concentrazioni in peso dei sedimenti pari a circa l'80 % e con contenuti d'acqua di circa il 25 %. Un valore di γ saturo dei terreni pari a circa 2 T/m³, individua il passaggio da un debris flow “fluido” ad uno “granulare 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 (losanga di colore grigio). G è il peso specifico assoluto delle particelle di terreno.

13.1.1 Il Contesto geologico

Il settore maggiormente interessato da colate rapide di fango è quello dei massicci carbonatici campani prossimi ai centri eruttivi dei Campi Flegrei e del Somma-Vesuvio (Penisola Sorrentina-Monti Lattari; Monti di Avella e del Partenio; Monti di Sarno-Pizzo d'Alvano). Tali rilievi si elevano sino a circa 1600 m s.l.m. e sono costituiti da successioni di piattaforma carbonatica di età compresa tra il Trias ed il Cretacico. Il sollevamento dei rilievi avvenne nel corso del Plio-Quaternario, periodo durante il quale si crearono versanti strutturali ad elevata pendenza (> 30°). Durante le eruzioni vulcaniche succedutesi nel Pleistocene superiore e nell'Olocene, tali massicci furono ricoperti da depositi piroclastici costituiti prevalentemente da ceneri, pomici e sabbie vulcaniche aventi spessori variabili da 0,5 ad alcuni metri. Alcune di tali eruzioni, ed in particolare quelle di “Sarno”, “Ottaviano-Mercato”, “Avellino” e “Pollena”, avvenute rispettivamente 17000, 8000 e 3700 anni fa ed infine nel 472 d.C. ebbero un asse di dispersione in direzione dei rilievi posti a NE rispetto al Somma-Vesuvio. L'eruzione che nel 79 a.C. distrusse Ercolano e Pompei

ebbe invece un asse di dispersione diretto verso SE e ricoprì di pomici e cenere i versanti carbonatici della Penisola Sorrentina-Monti Lattari.



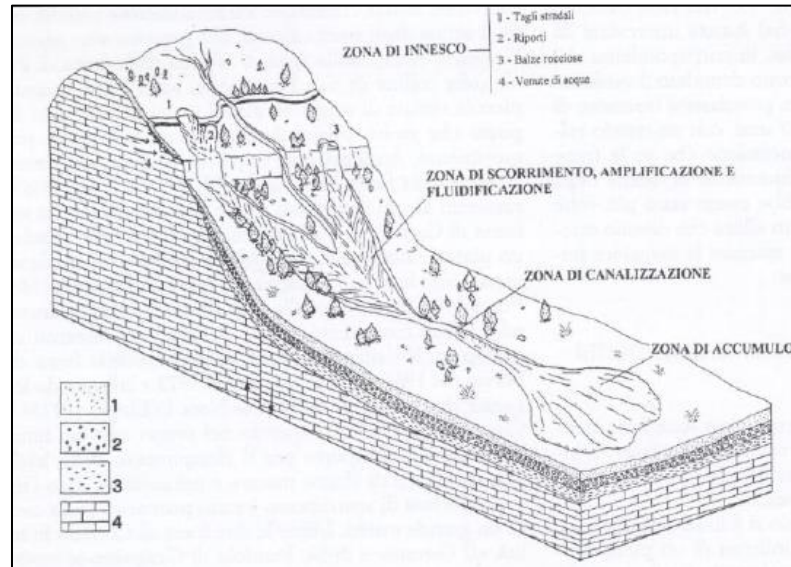
Carta geologica e distribuzione dei principali depositi da caduta del Somma-Vesuvio: 1) lave e (2) depositi piroclastici prossimali del distretto del Somma-Vesuvio; 3) depositi piroclastici ed alluvionali; 4) flysch miocenici della Penisola Sorrentina; 5) depositi terrigeni mio-pleiocenici; 6) calcari e dolomie mesozoici; 7) ubicazione di frana da colata rapida (singola); 8) gruppo di frane. Linee continue e tratteggiate: delimitazioni delle aree interessate dalla ricaduta di materiali piroclastici nel corso delle diverse eruzioni principali.

Con minore frequenza, colate rapide sono state osservate anche sui versanti in flysch ricoperti da depositi piroclastici, soprattutto nell'area irpina. Infine, esse interessano anche le aree vulcaniche (area flegrea continentale ed insulare) anche se con superfici e volumetrie più ridotte.

13.1.2 Aspetti geologico-stratigrafici e geomorfologici delle colate rapide

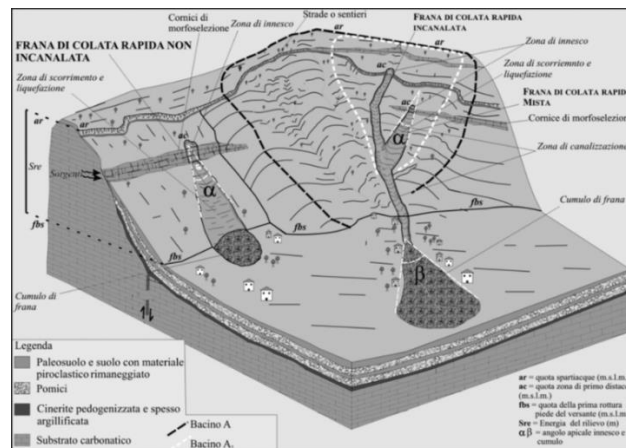
Spesso si è potuto verificare che la zona di distacco è di limitate dimensioni (alcuni m^3) e localizzata in corrispondenza di tagli antropici, alla sommità di scarpate di morfoselezione in corrispondenza di concavità morfologiche. A valle si sviluppa una zona di transito che coinvolge superfici molto più ampie con mobilitazione di volumi di materiale che possono arrivare a molte

decine di migliaia di metri cubi. Alla zona di transito segue l'area di recapito (o di accumulo) del materiale franato.



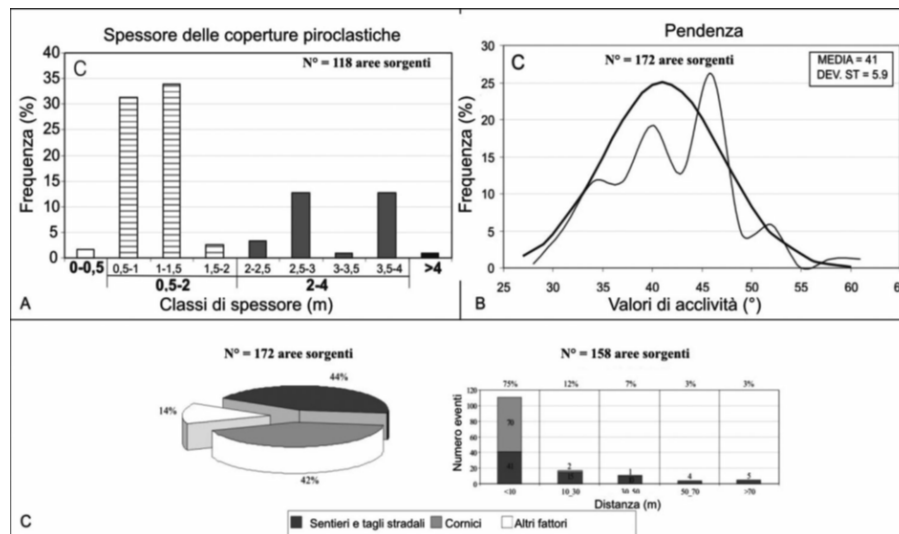
Schema di una frana per colata rapida. 1) Piroclastiti pedogenizzate e suolo; 2) Livelli di pomici (79 d.C.); 3) Cineriti (talora argillificate); 4) Calcari mesozoici.

È stato osservato che le colate rapide coinvolgono sia versanti regolari privi di incisioni che versanti incisi da uno o più impluvi. Alla prima tipologia fa capo un numero più ridotto di frane (frane *non incanalate* o di *versante aperto*) che presentano morfologie subtriangolari, con angoli apicali dell'ordine di 20° e cumuli distribuiti poco oltre il piede del versante. Nella seconda tipologia ricadono le cosiddette *frane incanalate*, caratterizzate da percorsi fortemente condizionati da impluvi, più o meno approfonditi, lungo i quali si possono verificare forti incrementi di volume (per erosione di sponda, rimozione di cumuli detritici o a causa di frane laterali), fino allo sbocco nelle aree di recapito pedemontane ove i cumuli si espandono su superfici anche molto estese.



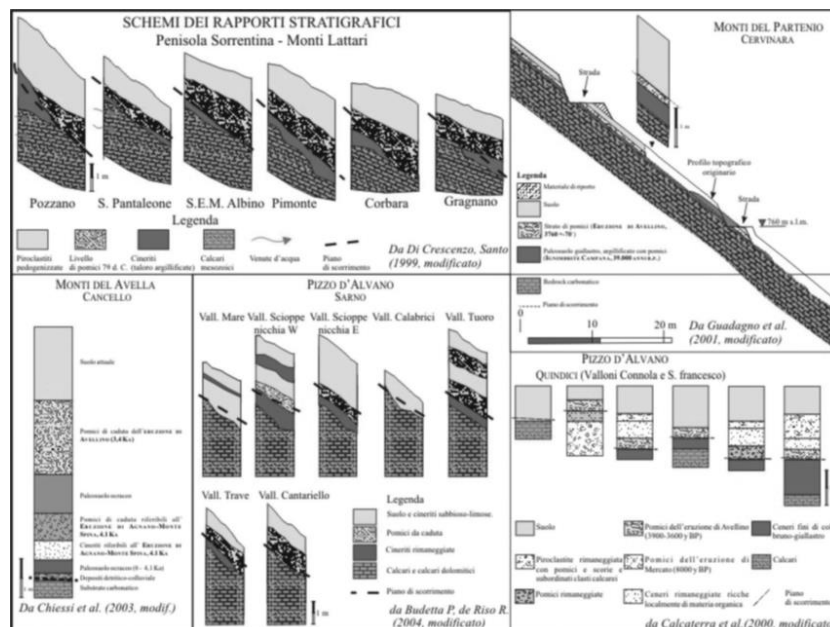
Colate di versante aperto ed incanalate.

Su di una casistica di circa 170 fenomeni si è potuto anche osservare che generalmente le zone di innesco presentano valori di acclività compresi fra 35° e 45° , mentre valori compresi fra 26° e 30° caratterizzano le zone di transito.



Distribuzione di frequenza, su un campione di 172 frane, delle zone di distacco rispetto: allo spessore della copertura piroclastica (A); all'acclività (B); ai fattori naturali (cornici) e antropici (tagli stradali) con relativa distanza (C).

Le ricostruzioni stratigrafiche condotte sulle zone di nicchia e transito hanno evidenziato che le successioni tipo delle coperture piroclastiche dei massicci carbonatici sono caratterizzate da intervalli cineritici, più o meno pedogenizzati, da livelli pomicei e da una copertura di suolo.



Colonne stratigrafiche e posizione delle superfici di rottura nella zona di innesco delle frane nei contesti carbonatici campani.

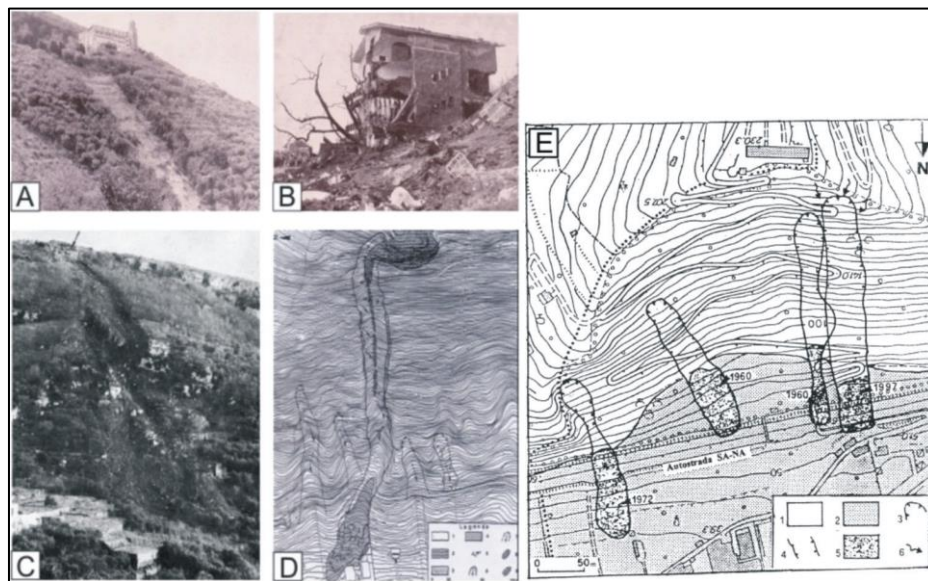
Le superfici di rottura si localizzano ad altezze stratigrafiche variabili nei diversi contesti. In particolare, per quanto riguarda la zona Monti Lattari-Penisola Sorrentina, esse si impostano per

lo più alla base o all'interno dei livelli delle pomici del 79 A.D., immediatamente sopra uno strato di cinerite pedogenizzata posto a contatto diretto con il substrato carbonatico. Sui monti di Sarno e Quindici (Pizzo d'Alvano) la superficie di rottura sembra collocarsi per lo più alla base del livello delle "Pomici di Avellino" e, talora, all'interno della piroclastite pedogenizzata a contatto con il substrato.

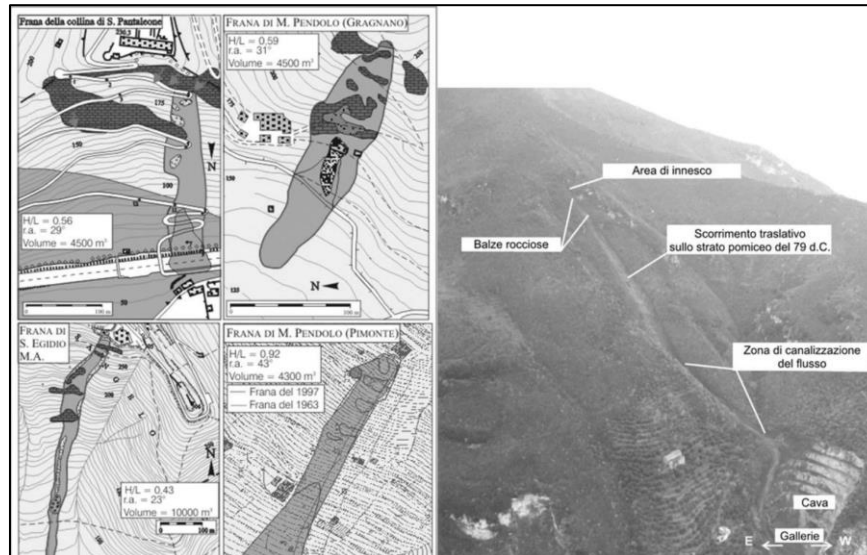
13.1.3 Mobilità delle colate rapide di fango

L'elaborazione statistica dei dati di propagazione delle colate relativi a casi reali tenendo conto dei fattori geologico-stratigrafici, geomorfologici, idrogeologici, antropici relativi ad eventi censiti, fornisce informazioni di grande interesse circa le caratteristiche cinematiche di questi fenomeni, peraltro utilizzabili anche per la previsione della propagazione di fenomeni analoghi in contesti simili a quelli studiati.

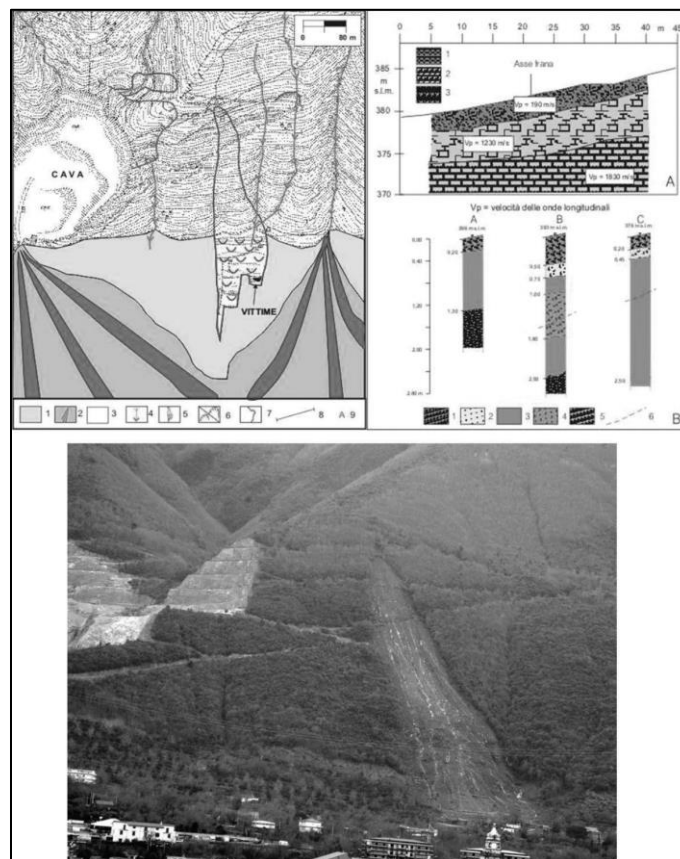
Tra i metodi empirici, viene spesso proposto in letteratura quello del *reach angle* (vedi) che ha consentito di evidenziare innanzitutto una minore mobilità delle frane su versante aperto rispetto a quelle del tipo incanalate e di distinguere tre contesti geografici (Zona Flegrea, Monti Lattari-Penisola Sorrentina, area di Pizzo d'Alvano) caratterizzati da diversi valori del rapporto tra altezza H di caduta e distanza L di propagazione.

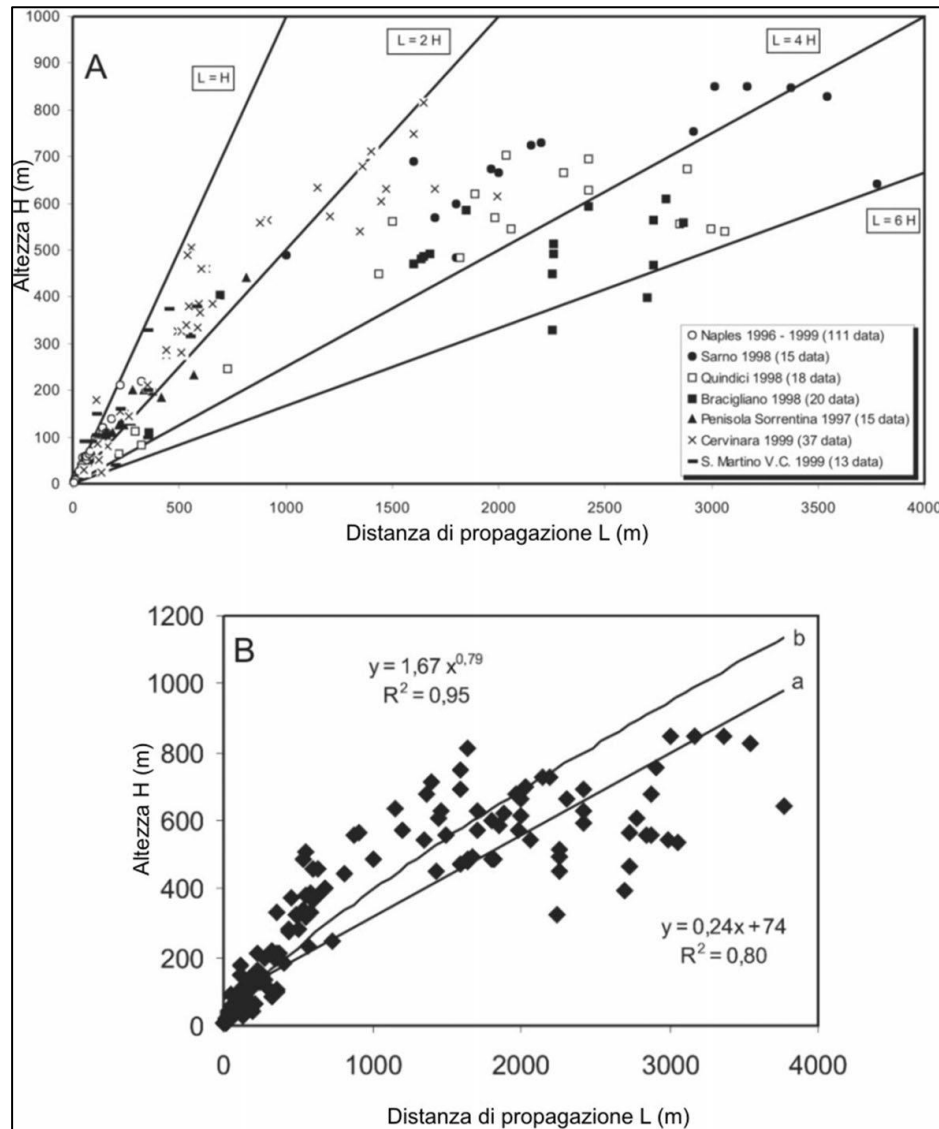


Alcune delle frane storiche nei Monti Lattari: A) frana dello Scrajo (1966); B) frana di M. Pendolo a Gragnano (1971); D) colata di Palma Campania (1986); E) le quattro frane che negli anni 1960, 1972, 1997 hanno interessato l'autostrada Napoli-Salerno nel Comune di Pagani (collina di San Pantaleone).



Colate del Gennaio 1997. Tra queste, la frana di Pozzano fu sicuramente l'evento più importante, che mobilitò circa 40000 m³ di terreni piroclastici che distrussero una casa ed invasero la sottostante Statale Sorrentina provocando quattro vittime.





Distanza di propagazione di colate di fango in funzione del rapporto H/L per i vari contesti della Campania (A) e per Pizzo D'Alvano (B): curve di migliore approssimazione per i valori di H/L: a = regressione lineare; b: funzione potenza.

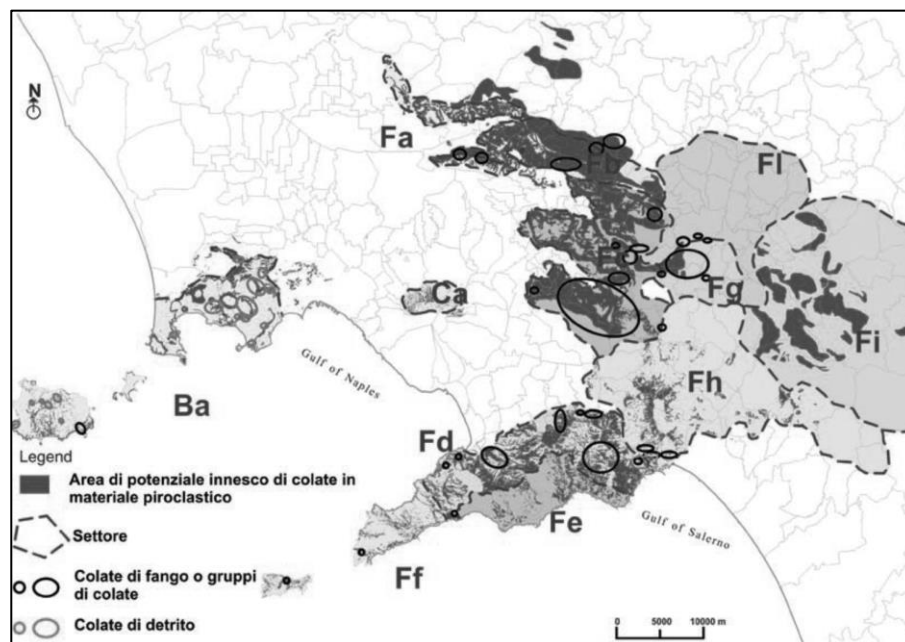
13.1.4 Frane da scorrimento-colata rapida su versanti carbonatici

Si tratta sicuramente del gruppo di frane più importante per frequenza e pericolosità. Esse si sviluppano sempre su versanti ad elevata acclività (30° - 50°), coinvolgono spessori di 0,5-4 m di piroclastiti, e presentano, rispetto a quelle precedentemente descritte, volumetrie (10.000-50.000 m^3) e sviluppi maggiori (200-600 m). Le nicchie di distacco hanno sempre limitate dimensioni (circa 50-200 m^2) rispetto alla sottostante zona di scorrimento, dove il fenomeno franoso si amplifica notevolmente, con ampiezza che può essere 10 - 20 volte maggiore rispetto a quella della nicchia. Le osservazioni geomorfologiche condotte negli ultimi anni, hanno permesso di suddividerle in due sottogruppi:

- *Frane da scorrimento-colata incanalate*: si tratta di frane che si sviluppano su versanti incisi da piccoli impluvi. Esse, dopo un primo tratto di scorrimento su versante, si incanalano nell'impluvio trasversale percorrendolo fino a valle; morfologicamente presentano una forma stretta ed allungata in relazione alla conformazione dell'alveo. Il materiale in frana raggiunge velocità elevate (alcune decine di Km/h) e distanze considerevoli come appare chiaro dai notevoli sviluppi longitudinali. Il cumulo può avanzare anche diverse centinaia di metri oltre la rottura di pendenza posta alla base del versante e può raggiungere alti spessori (più di 10 m).
- *Frane da scorrimento-colata rapida non incanalate*: queste frane interessano versanti regolari e privi di incisioni lineari. Una delle caratteristiche morfologiche che le distingue è che si amplificano notevolmente lungo il pendio, soprattutto verso i settori laterali, assumendo una forma sub-triangolare. Il cumulo di frana si arresta alle pendici del rilievo con spessori limitati (2-4 m), ma è comunque capace di arrecare danni alle infrastrutture coinvolte.

Nel territorio campano i depositi piroclastici possono essere differenziati sulla base dell'età, dei meccanismi di deposizione, della granulometria e della natura del bedrock su cui poggiano.

L'insieme di queste informazioni consente di suddividere il territorio in zone caratterizzate da maggiore o minore propensione all'innescò di colate anche sulla base del loro potenziale volume.



Zonazione delle aree maggiormente suscettibili (in nero) a frane da colata rapida in Campania.

Nel contesto vulcanico flegreo (Ba di figura), il materiale piroclastico costituito per lo più

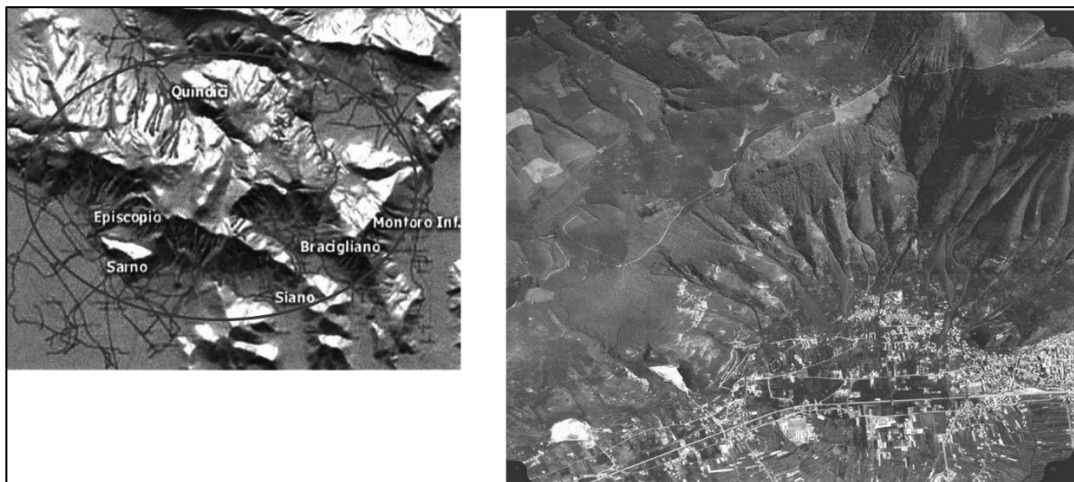
da ceneri si è deposto sui tufi e sulle lave tramite fenomeni di flusso e caduta raggiungendo uno spessore che generalmente non supera i 2-3 m. I valori di acclività dei versanti sono alti (circa 35°) e sono frequenti cornici litologiche in tufo. In quest'area si verificano soprattutto debris flows ma anche piccole frane da colata. Il movimento iniziale è generalmente ubicato nei settori più alti in quota e si tratta spesso di frane non incanalate. I volumi coinvolgono al massimo 10.000 m^3 e la mobilità è generalmente bassa.

Nel contesto terrigeno (Fg di figura) il substrato è costituito da flysch ed argilla. I versanti, generalmente poco pendenti (15° - 25°), si localizzano in zona assiale rispetto alle direzioni di deposizione delle vulcanoclastiti del Somma-Vesuvio e dei Campi Flegrei. L'area sorgente si localizza nella porzione medio-bassa dei versanti ed il flusso è spesso canalizzato e con un alto contenuto di acqua. La copertura è spesso minore di 2 m. In questo contesto possono generarsi frane di circa 10.000 m^3 ma con una mobilità più elevata.

Nel contesto carbonatico (Fb, Fc, Fd e Fe di figura) i rilievi montuosi, negli ultimi 17.000 anni, sono stati ricoperti dai prodotti di diverse eruzioni del Somma Vesuvio. Le coperture si riscontrano principalmente su versanti calcarei fratturati dove possono raggiungere uno spessore fino a 5 m. In questo contesto le frane possono avere dimensioni variabili sino ad oltre 100.000 m^3 . Le nicchie di frana sono localizzate nei settori alti in quota, in prossimità degli spartiacque, e le frane possono avere diversa cinematica a seconda del tipo di versante (non inciso, planare o inciso) e con mobilità maggiore nel caso di incanalamento della massa franata.

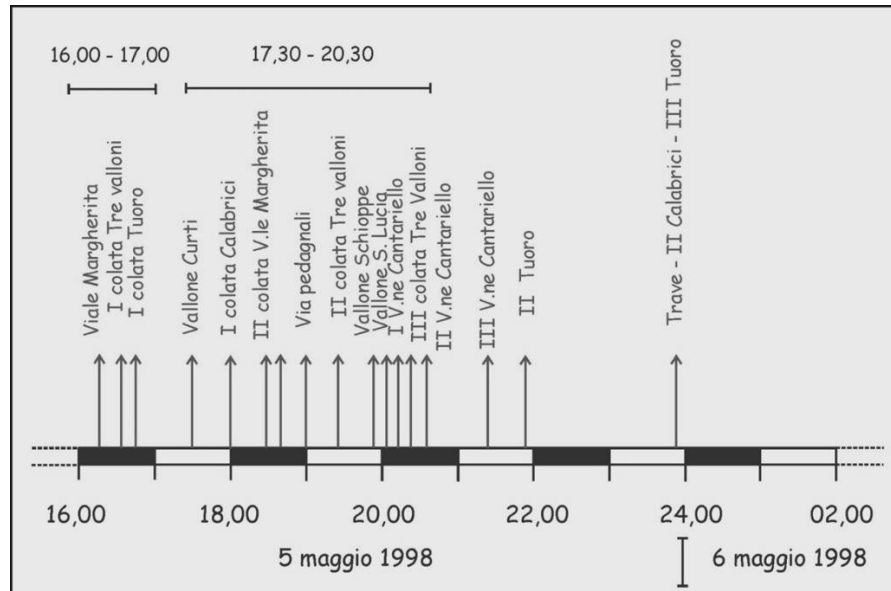
13.1.5 Le colate rapide di Sarno (maggio 1998)

Il 5 maggio 1998 lungo il versante meridionale del Pizzo d'Alvano (Sarno) si sono verificate 19 colate rapide di fango che causarono 137 vittime. Gli altri Comuni limitrofi (Quindici, Siano e Bracigliano) furono anch'essi interessati da eventi simili che causarono altre 16 vittime.



L'area interessata dagli eventi del maggio 1998.

In base ai Rapporti stilati da diverse autorità ed enti intervenuti sui luoghi (Vigili del Fuoco, Forze di Polizia, Dati dell'Osservatorio Vesuviano, Relazioni gestori infrastrutture a rete - ENEL, Azienda del gas, Acquedotto, Telecom, ecc.), è stato possibile ricostruire l'orario di accadimento dei singoli fenomeni e quindi la successione temporanea dell'intero evento.



Successione oraria delle colate, dalle ore 16 alle 24 del 5 maggio 1998.

Particolarmente interessanti si sono dimostrati i dati dell'Osservatorio vesuviano, registrati dalla rete sismica vesuviana relativi ai treni d'onda con basso rapporto segnale/rumore (≤ 2), alle ore: 18:35, 20:01, 20:07 e 23:49, correlabili, solo a posteriori, con lo scorrimento delle colate di fango (e altrimenti interpretati come semplici disturbi dovuti a rumore di fondo).

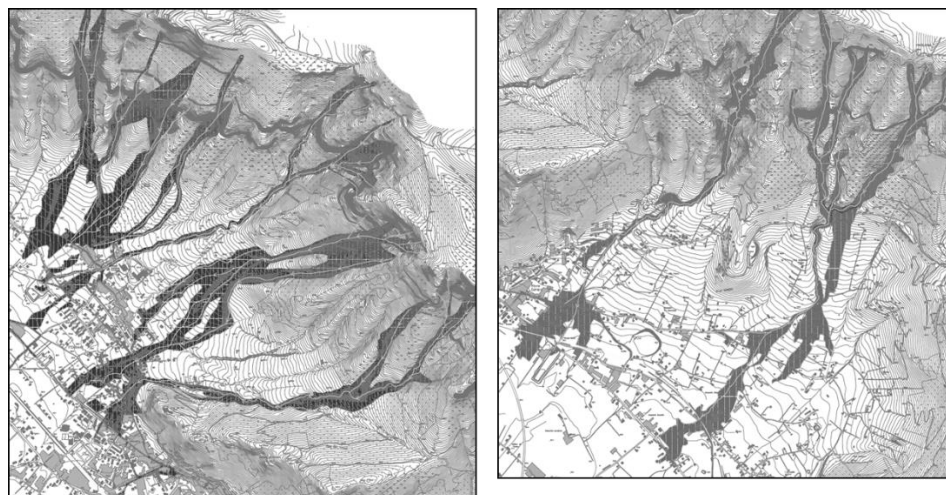
Molto probabilmente se l'ordine di evacuazione alla popolazione fosse stata diramata entro le 17:00, si sarebbero potute salvare quasi tutte le vittime accertate; se l'evacuazione fosse stata ordinata entro le 20:00, si sarebbero salvate almeno 100 persone; se l'evacuazione fosse avvenuta entro le 22:00, si sarebbero salvate almeno 89 persone; se l'ordine di evacuazione fosse avvenuta prima delle 24:00, non si sarebbero perdute altre 15 vite (nell'Ospedale di Villa Malta). Purtroppo, la concitazione del momento e la mancanza, da parte delle Autorità locali, della messa in atto del *Piano di Protezione Civile Comunale* approvato, ha causato una catastrofe che, almeno in parte, si sarebbe potuto mitigare.

Un quadro complessivo della mobilità delle 19 colate censite è riportato nella tabella seguente:

Colata	Massima distanza di propagazione (m)	Volume complessivo del materiale franato (mc)	Inclinazione media della zona di innesco (°)
Mare	1700	9.098	30
Schioppe	1965	274.468	NW 34 ; NE 32
Calabrizi	1800	274.468	45
Curti	2150	274.468	32
Tuoro	3165	61133	NW 34 ; NE 45
Chirico	2200	506.025	45
Trave	2915	506.025	34
Montagnone	-	506.025	42
Cantariello I	-	506.025	45
Cantariello II	3370	506.025	45
S. Lucia	3540	134.552	22
Porca Ordica	1600	284.971	NW 34 ; NE 45
Porca Dogliole	1000	284.971	26
Porca Grande	3780	284.971	39

Massime distanze di propagazione, volumi mobilizzati e inclinazione dei pendii nelle aree di innesco.

Per alcune delle colate verificatesi nelle zone di Curti – Episcopio e dei Tre Valloni - Santa Lucia si riportano, nella figura seguente, le aree di scorrimento che, nelle zone di fondo valle, hanno finito per interessare la rete viaria spesso coincidente con gli antichi alvei tombati (Regi Lagni di epoca borbonica).



Zone d'innesco, scorrimento ed accumulo per alcune colate dell'area di Sarno.

Il volume complessivo franato è stato valutato in circa $1,27 \times 10^6 \text{ m}^3$. Si tratta, in assoluto, della stima più rispondente al vero, tra quelle presentate da diversi fonti, in quanto valutata sulla base dei quantitativi effettivamente portati in discarica dopo gli eventi. Si tenga conto, comunque, che nelle aree più distali (a valle) il materiale incanalato era costituito soprattutto da acqua con elevato contenuto fangoso.

Si riportano, di seguito, alcuni esempi relativi a colate del tipo incanalato e di versante aperto innescatesi in corrispondenza di cornici di morfoselezione, di tagli stradali e di altra origine antropica.



Il materiale scorre in impluvi preesistenti, talora ingrossandosi per effetto dell'arrivo di altro materiale da alvei tributari. Vi è asportazione dal fondo del canale e dai fianchi. A valle, è possibile la formazione di una conoide, laddove la pendenza si riduca.



Colata di versante aperto. Si tratta di particolari colate detritiche che si sviluppano su versanti aperti con valori di pendenza $> 40^\circ - 45^\circ$, da molto rapide ad estremamente rapide. Assumono di solito forme triangolari e sono caratterizzate da notevole ampliamento monte-valle.



Innesco verificatosi a monte di una stradina, per mancanza di sostegno al piede. A valle della strada, si assiste ad un'evoluzione successiva in colata.

14. FRANE LENTE ED INTERMITTENTI

In questa categoria rientrano principalmente gli scorrimenti ed i colamenti già in precedenza descritti. Sono frane che si muovono con basse velocità ma con incrementi che possono, talora, essere repentini e dovuti, di solito, ad apporti meteorici cospicui o eventi sismici. Possono essere frane di *prima generazione* (o di primo distacco) o *riattivazioni* di fenomeni quiescenti (vedi *Attività delle frane*).

Mentre nelle frane di prima generazione il corpo di frana si individua per la prima volta, lungo la superficie di scorrimento, mobilizzando la resistenza a rottura di picco dei terreni/rocce (vedi Geotecnica), nei fenomeni di riattivazione il corpo di frana si riattiva lungo la superficie di scorrimento preesistente, coinvolgendo la resistenza residua del materiale già in frana.

La velocità è da moderata ad estremamente bassa (da 2 m/ora fino a circa 16 mm/anno o meno) – Classi da 1 a 4 di Cruden & Varnes (1996).

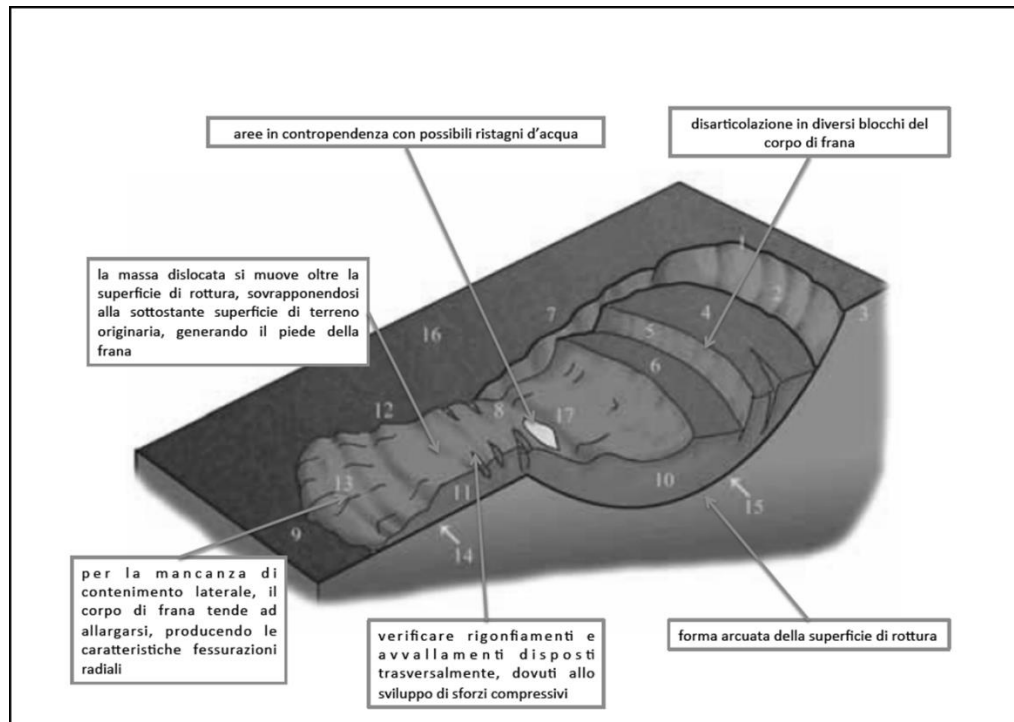
Landslide velocity scale (Cruden and Varnes, 1996).				
Velocity class	Description	Velocity (mm/sec)	Typical velocity	Human response
7	Extremely Rapid	5×10^3	5 m/sec	Nil
6	Very Rapid	5×10^1	3 m/min	Nil
5	Rapid	5×10^{-1}	1.8 m/hr	Evacuation
4	Moderate	5×10^{-3}	13 m/month	Evacuation
3	Slow	5×10^{-5}	1.6 m/year	Maintenance
2	Very Slow	5×10^{-7}	16 mm/year	Maintenance
1	Extremely Slow			Nil

Classifica delle velocità di Cruden and Varnes, 1996.

I movimenti lenti interessano soprattutto pendii a bassa pendenza, di bassa plasticità, soggetti a movimenti di primo distacco od occupati da antichi corpi di frana riattivati. Possono durare anche centinaia di anni con eventuali fasi di stasi e con velocità dipendente dalle fluttuazioni del regime delle acque sotterranee. Le conseguenze più evidenti dei movimenti dei pendii si osservano nelle rotazioni di manufatti rigidi ovvero distorsioni delle strutture per effetto di spostamenti differenziali. Date le basse velocità, il danno è soprattutto patrimoniale e riguarda i manufatti (quindi meno pericolose per la vita umana). I principali fenomeni che segnalano il fenomeno in corso sono: lesioni nelle strutture e nel terreno, rotazioni di opere rigide, deformazioni di opere flessibili. Consentono alla popolazione di abbandonare l'area in tempo utile. Il più delle volte è difficile, se non impossibile, individuare con certezza la posizione del piano di scorrimento dal

momento che, data la natura litologica dei terreni coinvolti, con il tempo si plasticizza in profondità sempre più nuovo materiale, con conseguente migrazione, verso il basso, della superficie di scorrimento.

In questo tipo di frane, molti degli indicatori morfologici del fenomeno sono ben evidenti, in superficie e riscontrabili, in profondità, mediante le indagini geognostiche.



Nomenclatura relativa alle diverse porzioni di una frana.

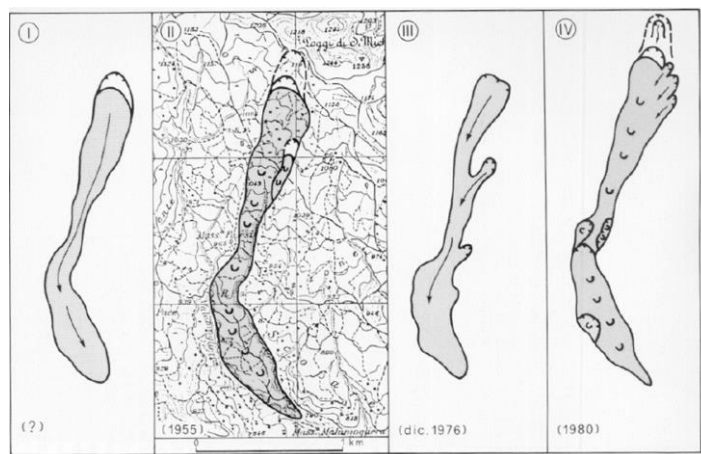
Anche le frane per colamento lento in materiali a grana fine (earth flow) rientrano spesso in questa categoria di fenomeni a lenta evoluzione, e sono caratterizzate da deformazioni differenziali. Le superfici di scorrimento sono generalmente sfumate all'interno di una zona di deformazione di spessore variabile nel tempo e nello spazio e nella quale i movimenti differenziali tendono a diminuire gradualmente con la profondità.



Colamento lento (earth flow) con lunghezza di circa 2 km e largo mediamente 600 m.

Lo studio di queste frane parte dall'approccio geomorfologico, finalizzato al: rilevamento della morfologia (nicchia, area di alimentazione, canale di frana, zona di accumulo, ecc.); dell'assetto geolitologico dell'area interessata; della circolazione idrica superficiale e profonda (sorgenti, impluvi, pozzi, ristagni superficiali, ecc.); dello stato di attività (attiva, quiescente, inattiva); della sua possibile evoluzione (in ampliamento, in evoluzione laterale, retrogressiva, stabile, ecc.); delle strutture ed infrastrutture coinvolte.

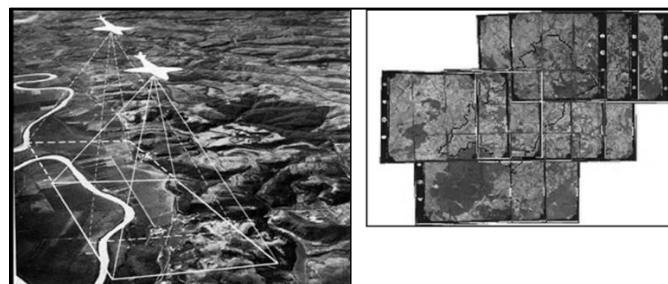
Lo studio di queste frane si avvale della ricostruzione, nel tempo, dell'assetto geomorfologico dei versanti interessati mediante il confronto tra basi topografiche di età differente, di foto aeree rilevate in tempi successivi, immagini satellitari, ecc. In altre parole, è indispensabile il monitoraggio nel tempo degli spostamenti superficiali e profondi del corpo di frana.



Ricostruzione, nel tempo, delle modifiche dei limiti del corpo di frana, mediante il confronto di foto aeree.

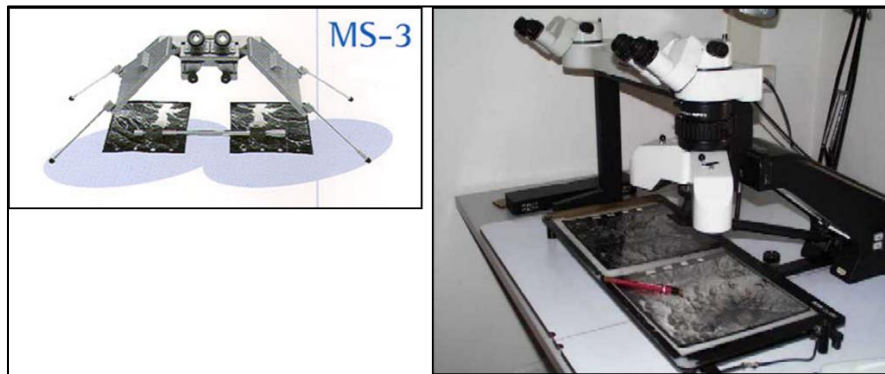
14.1 L'uso delle foto aeree nello studio delle frane

La fotogrammetria nello studio e nell'interpretazione delle frane, consente l'individuazione e la misura delle modificazioni morfologiche mediante fotografie aeree e satellitari stereoscopiche. Le foto aeree sono riprese con fotocamere a fuoco fisso all'infinito, montate su aeromobili. Ciascuna foto aerea riporta al bordo una striscia detta "*data strip*" dove sono visualizzati l'altimetro, la livella, l'orologio ed il contatore necessari a ricavare dati identificativi del volo.



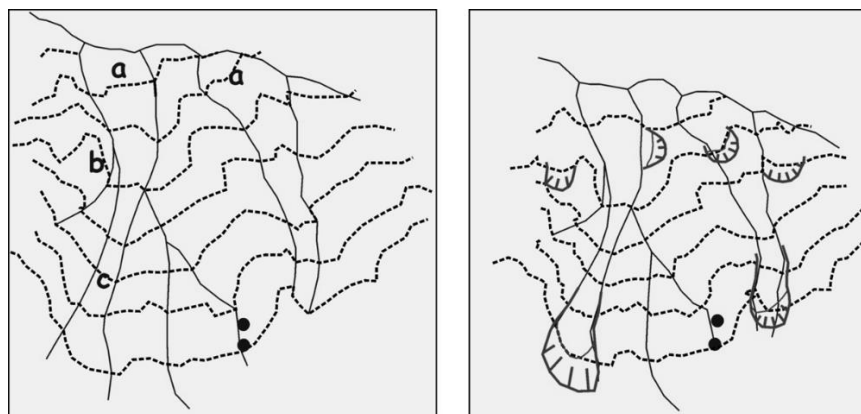
Modalità di ripresa aerea per la realizzazione di una strisciata fotografica e fotomosaico con rappresentazione delle aree di sovrapposizione che consentono la visione stereoscopica.

Le *stereo-copie* vengono analizzate con gli *stereoscopi* che permettono una visione tridimensionale dell'area fotografata. Mediante un sistema di specchi si consente la fusione in un'unica visione di due porzioni di immagini distanziate fra loro al fine di percepire la loro tridimensionalità. Le foto vengono scattate in sequenza, in modo che ogni fotogramma comprenda il 60% dell'area ripresa dal precedente. Una sequenza di fotogrammi forma una *strisciata*; due strisciate contigue si sovrappongono per il 20% dell'area ripresa.



Stereoscopi da tavolo utilizzati per la fotointerpretazione.

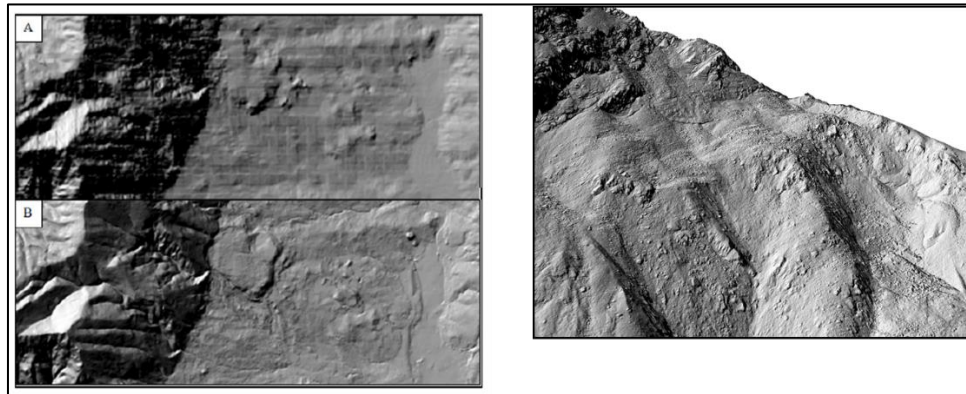
L'osservazione con lo stereoscopio è però alterata dall'esagerazione delle pendenze rispetto alla realtà, che è funzione dell'altezza alla quale è stata effettuata la ripresa, quindi della scala del fotogramma. Con l'ausilio di software specifici è possibile ricostruire, mediante elaborazione numeriche delle foto aeree digitalizzate ed osservazione stereografica a video, elaborati digitali utilizzabili anche in ambiente GIS.



Configurazioni assunte dal reticolo di drenaggio e relative anomalie di gerarchizzazione causate dal modellamento del versante a seguito del trasporto di massa – a) anomalie di sviluppo del reticolo di fondovalle; b) anomalie di gerarchizzazione dei corsi d'acqua minori; c) anomalie di posizione dei canali minori.

Di recente, grazie all'utilizzo di *modelli digitali del terreno* (DEMs - *Digital Elevation Models*) il confronto può esser fatto in maniera più dettagliata. Un DEM è una rappresentazione della distribuzione delle quote di un'area in formato digitale. Il modello digitale di elevazione viene in

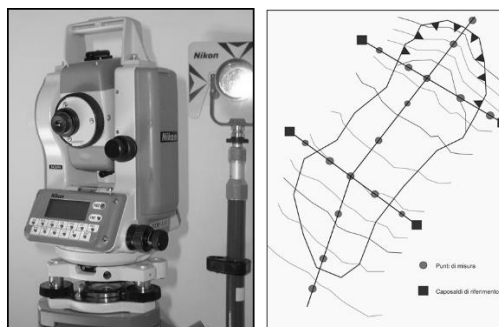
genere prodotto in formato *raster* (immagine bitmap) associando, a ciascun pixel in un'immagine satellitare la sua quota assoluta. Il DEM può essere prodotto attraverso tecniche di telerilevamento che prevedono l'elaborazione di dati acquisiti da un sensore montato su un satellite, su aereo o da una stazione a terra. Una tecnica più semplice per la produzione di DEM consiste nell'interpolazione delle isoipse che possono essere prodotte anche attraverso il rilevamento diretto sul terreno.



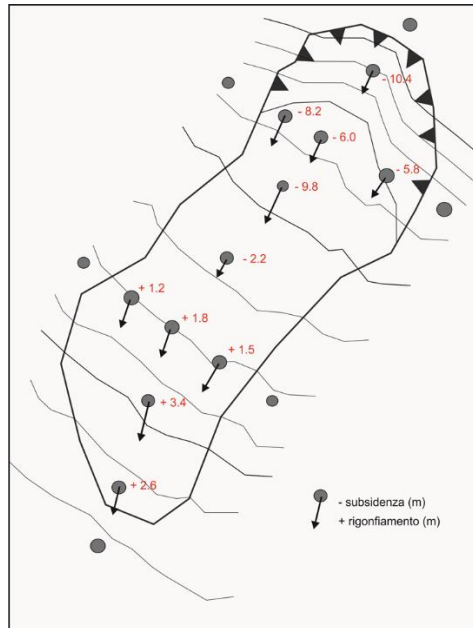
A sinistra: DEMs a confronto di una stessa zona, per la quale cambia la risoluzione (25 e 5 metri). A destra: DEM 3D.

14.2 Controlli e monitoraggio degli spostamenti dei corpi di frana

In una frana a cinematica lenta i movimenti devono essere monitorati attentamente al fine di conoscere lo stato di attività e la velocità del movimento. Si richiede quindi l'installazione di sistemi di controllo superficiali e profondi. La misura dei *movimenti superficiali* viene fatta utilizzando metodi geodetico-topografici basati sulla misura di spostamenti di punti di misura posizionati nel corpo di frana, rispetto a caposaldi fissi ubicati al di fuori della zona franosa. Si realizza una maglia di punti di misura, in relazione alla forma ed estensione della frana.



Strumentazione topografica per il rilievo plano-altimetrico di punti ubicati nel corpo di frana. A destra: caposaldi di misura fissi (quadrati) e punti di misura (pallini pieni).



I movimenti superficiali, per ciascun punto di misura, vengono rappresentati mediante vettori con moduli proporzionali all'entità degli spostamenti.

Il controllo dei movimenti può esser fatto anche mediante tecniche di posizionamento satellitare GPS (*Global Position System*), che sfruttano una costellazione di satelliti artificiali in orbita geostazionaria intorno alla Terra ed opportuni ricevitori dei segnali radio emessi dai satelliti stessi. Tali tecniche consentono di avere un elevato grado di accuratezza spazio-temporale degli spostamenti. I vantaggi del metodo GPS sono i seguenti: non è necessaria l'intervisibilità tra i caposaldi; la ricezione delle onde radio avviene in qualsiasi condizione climatica e le misure possono essere continue sia diurne che notturne.



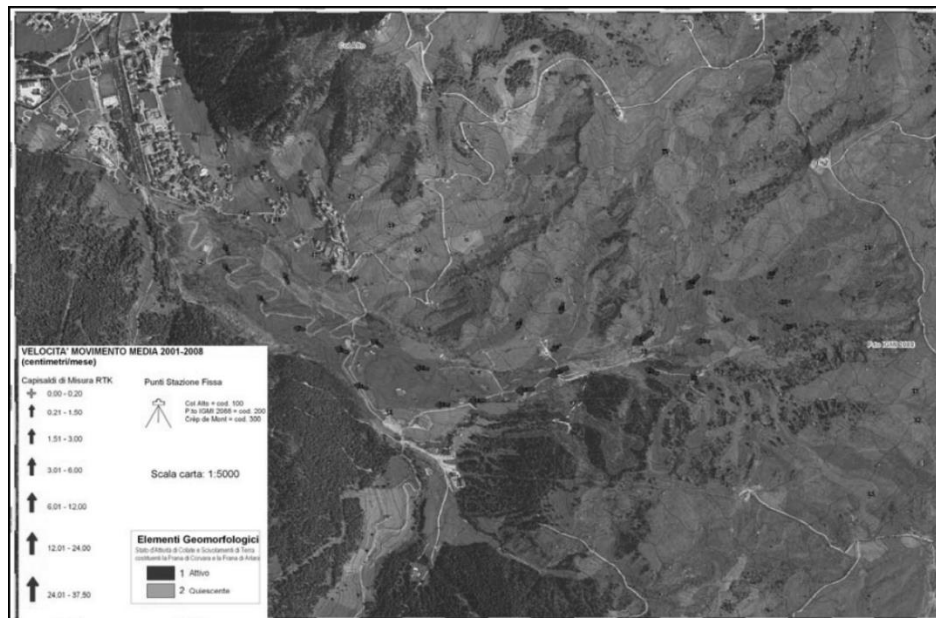
Strumentazione GPS: a) satellite in orbita geostazionaria; b) strumentazione fissa per la ricezione del segnale a terra; c) strumentazione mobile (*rover*) per l'acquisizione del segnale.

Il GPS può essere utilizzato in varie modalità:

- *Posizionamento assoluto*: le coordinate di un punto sono determinate con un solo ricevitore e la precisione è bassa (metrica). Questa modalità viene utilizzata per rilievi di modesta precisione.
- *Posizionamento relativo*: si opera con almeno due ricevitori e con 5 - 6 satelliti. I ricevitori vanno mantenuti in posizione per durate variabili da pochi minuti ad alcune ore. La precisione delle misure può essere inferiore al cm.
- *Posizionamento differenziale*: si opera con un ricevitore, ma si acquisiscono contemporaneamente le correzioni trasmesse da un secondo ricevitore di posizione nota. Si ottengono pertanto coordinate dei punti in tempo reale con una precisione dell'ordine del metro.

Si può operare in sito secondo due modalità:

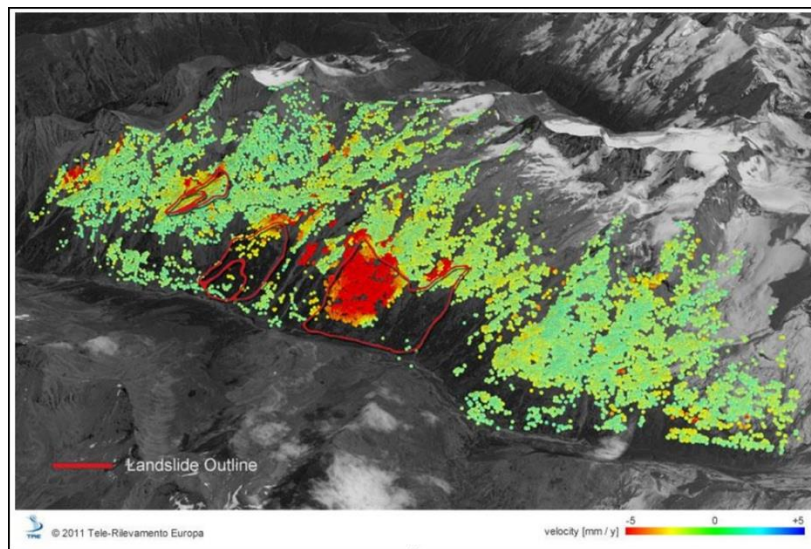
- *Statica*: un ricevitore acquisisce con continuità per tempi lunghi (dell'ordine delle ore) i segnali trasmessi dalla costellazione di satelliti GPS. I dati raccolti dal ricevitore sono successivamente elaborati insieme a quelli provenienti da una rete di ricevitori che acquisiscono in sincrono. Questo permette un'elevata precisione di posizionamento (dell'ordine di alcuni mm). Si usa per monitoraggi di alta precisione.
- *Cinematica*: si utilizzano due ricevitori, un ricevitore master che rimane su un punto base per tutta la durata del rilievo, mentre il ricevitore *rover* (si sposta sui punti di dettaglio in modo continuo (registrando i punti in base al tempo o in base alla distanza), *stop & go* (permanendo sul punto dai 5 ai 10 secondi) oppure in *Real Time* (il ricevitore rover acquisisce per tempi brevissimi dell'ordine dei secondi).



Risultati di un rilievo GPS sulla frana di Corvara (Val Badia). Intervallo temporale 2001 – 2008; velocità dei punti monitorati varianti tra 0 e circa 37 cm/mese.

Una tecnica recente di telerilevamento, che consente una misura continua delle deformazioni, utilizza l'*Interferometria Differenziale SAR* (DInSAR).

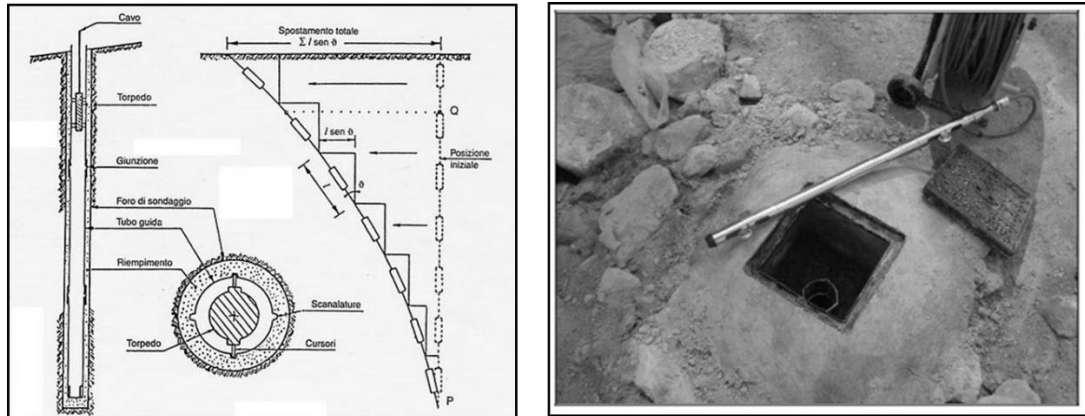
Il SAR (*Synthetic Aperture Radar*) è un particolare radar che sfrutta l'effetto Doppler dell'onda di ritorno per aumentare la propria risoluzione al suolo. Un SAR riesce a sfruttare il fatto che due punti al suolo, ad una certa distanza tra loro lungo la direzione di movimento del radar, hanno velocità diverse relativamente ad esso. Questo comporta che il segnale riflesso da ciascun punto sarà soggetto ad un diverso effetto doppler. L'antenna radar è montata su una piattaforma (solitamente un aereo o un satellite), e orientata perpendicolarmente alla direzione di movimento dello stesso, inclinata verso il suolo di un angolo variabile di caso in caso. Il DInSAR permette di rilevare su ampie aree (es: 100 x 100 km di lato), i movimenti del suolo (movimento del suolo in termini di variazioni differenziali). Attualmente la precisione della misura degli spostamenti è dell'ordine di 1 cm ed è fortemente influenzata, oltre che dalla geometria dei punti di ripresa, anche da disturbi atmosferici.



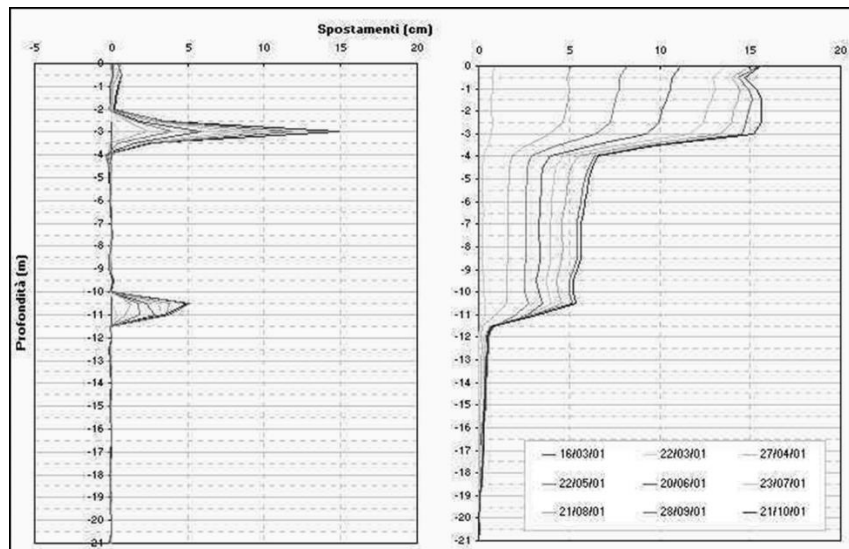
L'immagine mostra le misure effettuate mediante tecniche DInSAR in corrispondenza di punti di un'area in frana (Valle d'Aosta). Per ogni punto di misura identificato (scala della velocità di spostamento da rosso a blu), viene ricostruita la serie storica di deformazione nel periodo di tempo analizzato (Marzo 2003 – Novembre 2009). In rosso, i confini della frana definiti in base a foto-interpretazione e rilievi in-situ, e in accordo con le misure satellitari. Da: <http://treuropa.com/it/natural-hazards/landslides/>

Per lo studio delle deformazioni *in profondità* della massa in frana e per l'individuazione delle superfici di scorrimento, si possono utilizzare gli inclinometri. A tale scopo, occorre un foro di sondaggio opportunamente attrezzato con un tubo all'interno del quale far scorrere una sonda inclinometrica (detta: *torpedo*). Lo spostamento si ottiene moltiplicando il passo di lettura (L) – generalmente pari a 50 cm per il seno dell'angolo di inclinazione (q) che assume un pendolo inserito nella sonda. I risultati possono essere rappresentati sia indicando le deformazioni angolari

locali che cumulando gli spostamenti registrati all'aumentare della profondità. Questa tecnica comporta però un campionamento delle deformazioni su un numero limitato di punti.

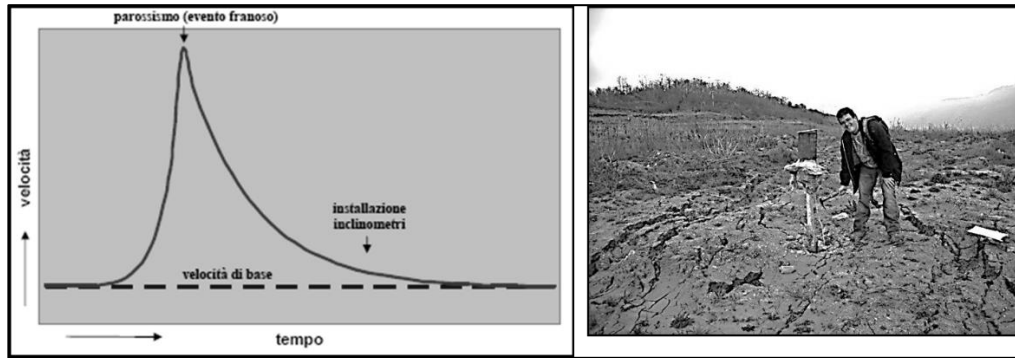


Principio di funzionamento di un inclinometro, sonda inclinometrica (torpedo) e pozzetto attrezzato con chiusino.



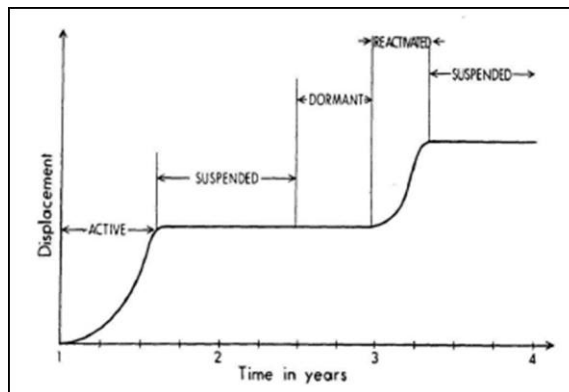
Rappresentazione degli spostamenti locali e cumulati.

Le frane intermittenti sono caratterizzate da fasi di movimento (fasi parossistiche) separate da periodi di quiescenza. Le velocità di spostamento in profondità possono essere registrate solo raramente dagli inclinometri poichè essi vengono normalmente installati dopo questa fase di intensa attività, per garantire una certa durata della strumentazione e registrare ulteriori movimenti in atto.

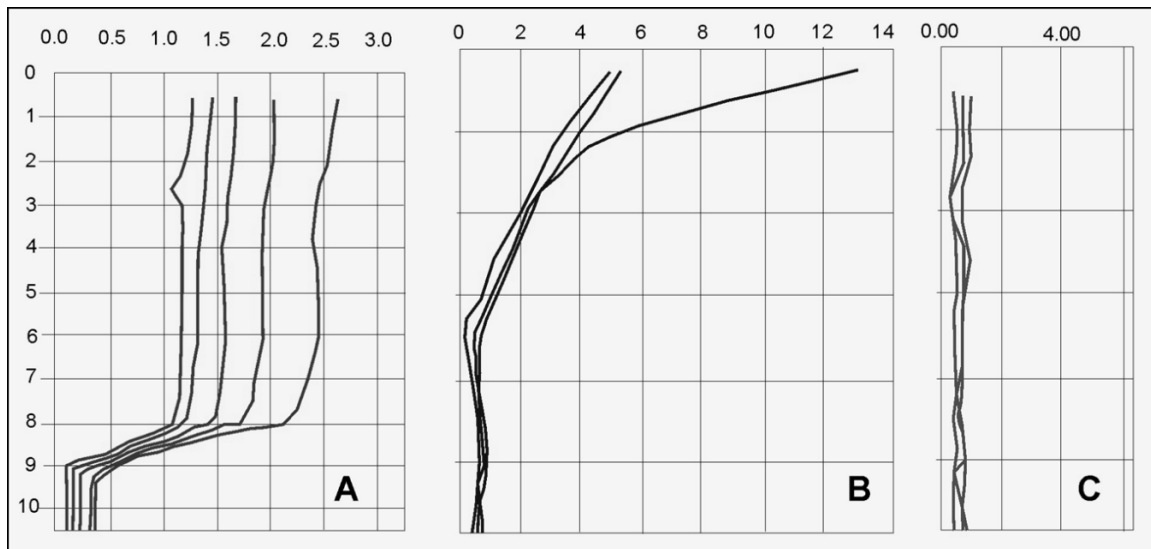


Variazione della velocità del fenomeno franoso in corrispondenza di una riattivazione. Dopo il parossismo la velocità tende a ridursi al suo valore di base. A destra: inclinometro non più utilizzabile a seguito di una fase parossistica di movimento (il pozzetto è sospeso al di sopra del p.c., per effetto dell'abbassamento del cumulo di frana).

Allontanandosi dalla fase di riattivazione, i movimenti possono essere ancora misurabili con gli inclinometri, ma in generale la velocità tende ad un valore pseudo - stazionario che dipende delle condizioni locali. L'intervallo di tempo che intercorre tra l'evento franoso e il raggiungimento di questa “*velocità di base*” è difficilmente prevedibile.



Fasi di attività di un fenomeno franoso soggetto ad una riattivazione parossistica in funzione del tempo.



Tipi di movimento evidenziati sulla base delle deformate inclinometriche. *Movimento a blocco rigido* (A): individuato dalla presenza di uno strato superiore caratterizzato da elevati spostamenti rispetto al substrato privo di spostamenti relativi. E' possibile individuare una zona (di spessore variabile) entro la quale si colloca la superficie di scivolamento. *Movimento di tipo creeping* (B): manca una netta superficie di rottura. I movimenti sono di tipo viscoso e vengono evidenziati da spostamenti progressivamente più rilevanti verso la superficie (presenza di deformate che definiscono velocità più elevate in superficie e una decelerazione continua con l'aumentare della profondità). *Movimento non significativo* (C): denotato da deformate pressoché verticali lungo tutta la profondità d'indagine. Un'altra possibilità è che sia dovuto al non raggiungimento, da parte del tubo inclinometrico, della superficie di scorrimento.

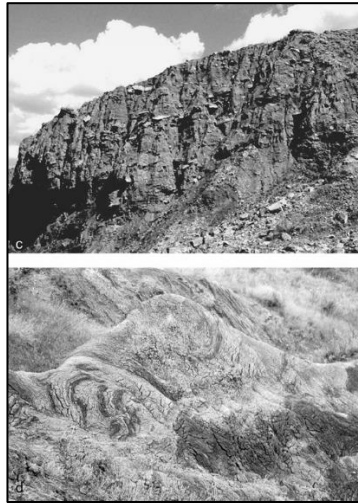
15. FRANE IN TERRENI A STRUTTURA COMPLESSA

I terreni a struttura complessa (anche noti come “*formazioni strutturalmente complesse*”) sono essenzialmente i Flysch, costituiti da corpi sedimentari con alternanze di tipi litologici diversi (esempio: arenarie, calcari, marne in strati che si alternano ad argille, argilliti, marne argillose, scagliettate) che si sono originariamente depositati in ambiente marino tramite meccanismi deposizionali di tipo gravitativo (principalmente per frane sottomarine e correnti di torbida). A seguito dei processi tettonici, l’originaria stratificazione indisturbata è stata alterata e l’intero corpo sedimentario, a comportamento duttile, è stato variamente piegato in anticlinali e sinclinali subendo fenomeni metamorfici di diverso grado di intensità. In un affioramento flyshoide, quindi, si osservano strati lapidei con comportamento fragile, a cui si intercalano terreni a comportamento prevalentemente duttile. Si tratta di materiali eterogenei ed anisotropi, alla scala dell’affioramento, legati alla presenza di strutture che ne condizionano il comportamento meccanico, anche nei confronti dei dissesti. Presentano quasi sempre una spiccata eterogeneità d’assieme, esaltata dall’anisotropia, dal disturbo tettonico e dal variabile grado di alterazione dovuta agli agenti atmosferici (*weathering*).



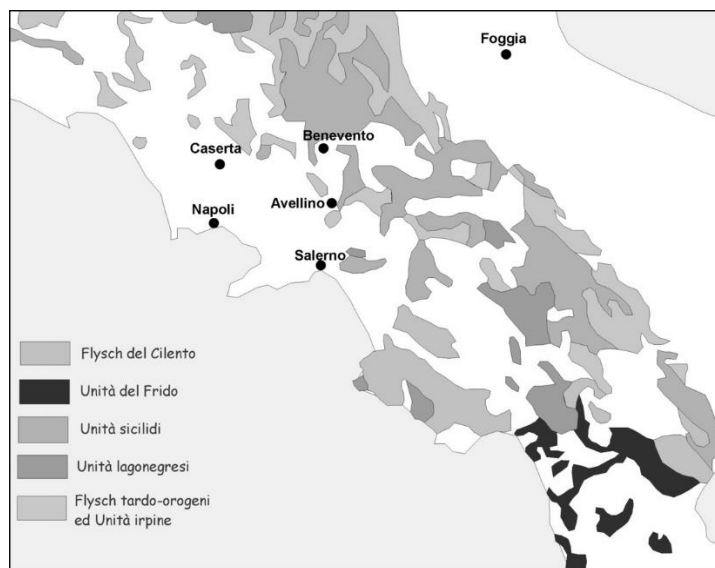
Successioni flyschoidi, con frazione lapidea prevalente.

Un particolare tipo di Flysch è costituito dalle *Argille varicolori scagliose* (AVS). Nell’Appennino meridionale le AVS sono di età mesozoico-terziaria, di natura prevalentemente argillosa. Sono formate da argilliti molto tettonizzate, spesso scagliose, di vario colore e nelle quali sono contenuti membri (olistoliti) calcarei, calcareo-marnosi, ecc. in frammenti, blocchi ed ammassi che, talora, costituiscono dei veri e propri rilievi collinari. Affiorano diffusamente, con spessori massimi che superano i 1000 m, nel Sannio e nell’Irpinia, in Lucania e Calabria settentrionale ed è anche nota col nome di Complesso Sicilide; viene spesso impropriamente associata ad alcuni flysch argillosi delle serie lagonegrese e molisana.



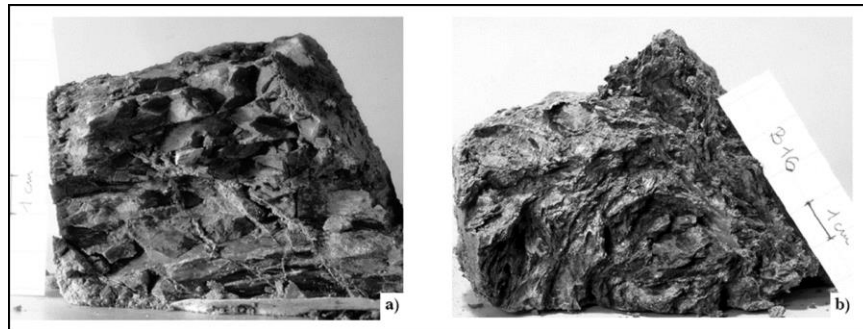
Aspetto tipico presentato dalle argille scagliose.

L'ampia diffusione in Appennino meridionale di questi terreni, rende ragione della diffusa presenza di frane (generalmente lente ed intermittenti).

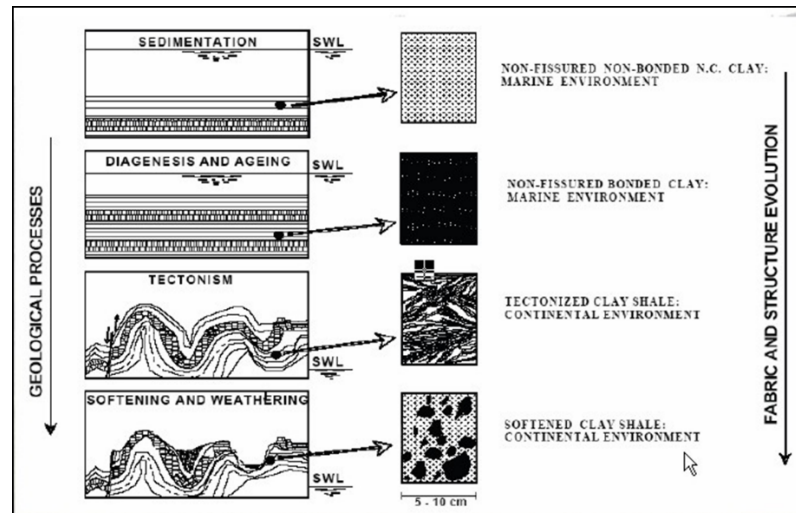


Areali d'affioramento delle formazioni flyshoidi dell'Appennino meridionale.

Le caratteristiche principali di questi terreni sono: la presenza di legami di cementazione deboli tra le particelle alla scala della microstruttura (dovuti alla storia geologica dei terreni (diagenesi, debole metamorfismo); la presenza di una più o meno fitta rete di discontinuità alla meso e macroscale (argille a scaglie); la spiccata tendenza all'alterazione chimico-fisica (*weathering*) che tende a rompere i legami diagenetici, con aumento della porosità e progressiva scomparsa delle discontinuità. L'alterazione procede dalle superfici di discontinuità verso l'interno della massa, con conseguente assorbimento d'acqua e rammollimento della matrice argillosa (*softening*).

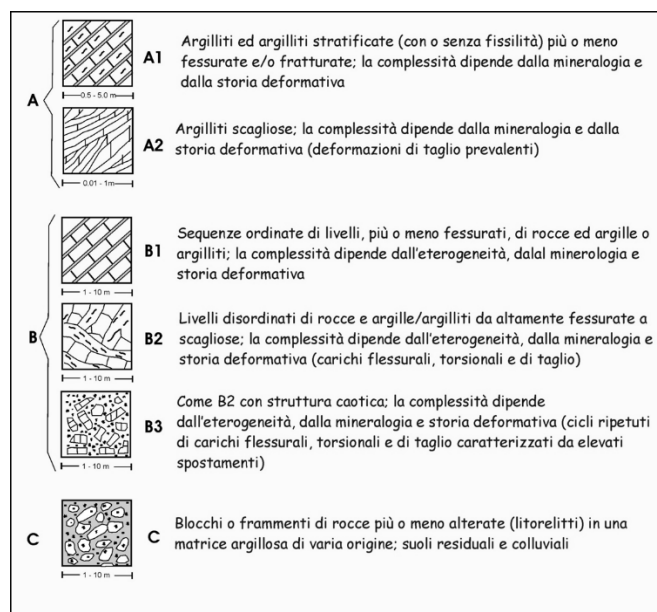


Mesostruttura delle Argille scagliose: a) intensamente fessurata; b) scagliettata.



Rappresentazione schematica della storia deformativa responsabile dell'assetto strutturale delle argille a scaglie.

La classificazione delle formazioni strutturalmente complesse può essere effettuata in base al loro grado di tettonizzazione crescente e di disturbo che ha comportato la distruzione degli originari legami diagenetici. Si passa quindi dai gruppi A e B (con relativi sottogruppi) fino a quello C.



Classificazione delle formazioni strutturalmente complesse (Esu, 1977).

L'assetto litologico e strutturale di queste formazioni rende la loro caratterizzazione geotecnica e geomeccanica ardua, sia alla scala dell'affioramento che del pendio a causa del loro spiccato comportamento anisotropo. Cosa conviene caratterizzare? La frazione argillosa o quella lapidea? Quali dei parametri ricavati con prove di laboratorio o in sito è rappresentativo del comportamento d'insieme della formazione? Vi può essere un problema di eccessiva penalizzazione a seguito di una caratterizzazione troppo conservativa? Molti di questi problemi vengono analizzati nei corsi di Geotecnica e la definizione dei parametri di resistenza al taglio può essere studiata con approcci diversi da quelli classici alla Mohr-Coulomb (vedi).

Con riferimento alle frane che possono coinvolgere questi terreni, trattasi in prevalenza di fenomeni di colamento o di scorrimento (traslativo o rotazionale), ma più di frequente si osservano numerosi fenomeni complessi (es: scorrimento-colata) che impegnano estesamente versanti a bassa pendenza. Ad esempio, versanti in AVS risultano instabili per pendenze anche inferiori a 15° .



Stralcio della carta delle frane del T. Tiera (da Guida, 2008).

16. STATO DI ATTIVITA' DELLE FRANE

Per quanto riguarda lo stato di attività di una frana, in riferimento a quanto stabilito dal WP/WLI (*Working Party on World Landslide Inventory*), si possono definire i seguenti termini:

- Frana attiva (*active*), se al momento dell'osservazione risulta essere in movimento.
- Frana sospesa (*suspended*), se si è mossa nell'ultimo ciclo stagionale, ma attualmente non è attiva.
- Frana riattivata (*reactivated*), se dopo un periodo di inattività si è rimessa in movimento.
- Frana inattiva (*inactive*), se si è mossa l'ultima volta prima dell'ultimo ciclo stagionale; le inattive si possono ulteriormente suddividere in:
 - a) Frana quiescente (*dormant*), se il movimento può essere riattivato dalle cause che lo hanno originato;
 - b) Frana naturalmente stabilizzata (*abandoned*), se non può più essere influenzata dalle cause originarie, le cause del movimento sono state naturalmente rimosse;
 - c) Frana artificialmente stabilizzata (*stabilized*), se è stata stabilizzata da misure di stabilizzazione artificiali;
 - d) Frana relitta (*relict*), se si è sviluppata in condizioni geomorfologiche o climatiche considerevolmente diverse da quelle attuali.

Da ultimo, si definisce paleofrana un fenomeno di instabilità manifestatosi in contesti tettonici, morfologici e climatici diversi da quello attuale, che attualmente risulta inattiva, eccezion fatta per piccole aree che possono presentare locali riprese.

Per una caratterizzazione completa di una frana, tesa alla comprensione della dinamica e dell'evoluzione del movimento, il WP/WLI consiglia di specificare la “*distribuzione di attività*” e lo “*stile di attività*”. La distribuzione di attività descrive la direzione di movimento e permette di prevedere l'evoluzione, nello spazio, del fenomeno franoso. Si possono avere i seguenti casi:

- *In avanzamento*, se la superficie di rottura si estende nella direzione del movimento, andando a coinvolgere aree sempre maggiori verso valle;
- *Retrogressiva*, se la superficie di rottura si sposta nella direzione opposta al senso del movimento, tendendo a coinvolgere aree sempre maggiori verso monte e spostando la corona di frana;
- *Multi-direzionale*, se la superficie di rottura si estende in più direzioni;
- *In diminuzione*, se il materiale spostato diminuisce nel tempo;
- *Confinata*, se è presente una scarpata ma non è visibile la superficie di scorrimento al piede,

dove sono osservabili solo deformazioni;

- *Costante*, se il materiale spostato continua a muoversi senza variazioni apprezzabili del volume di materiale coinvolto e della superficie di rottura, il movimento avviene con gradualità e costantemente nel tempo;
- *In allargamento*, se la superficie di rottura si estende su uno o su entrambi i lati della frana.

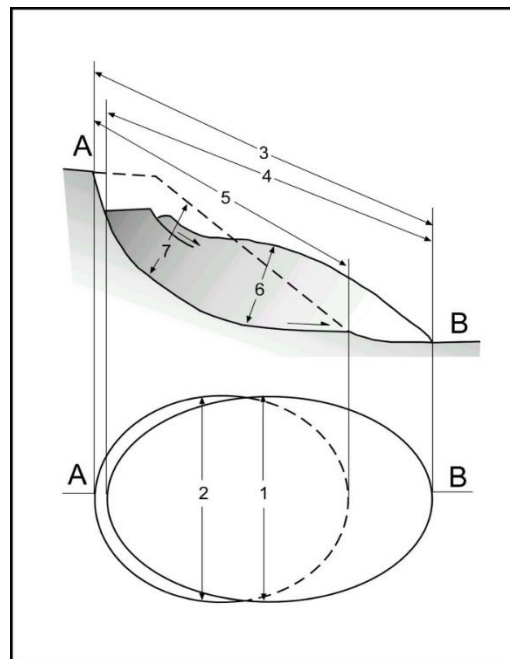
Lo stile di attività indica come i diversi tipi di movimento contribuiscono al fenomeno franoso.

Una frana può definirsi:

- *Complessa*, è caratterizzata da più movimenti successivi;
- *Composita*, se si ha una combinazione simultanea di più movimenti diversi;
- *Successiva*, se si verificano movimenti successivi dello stesso tipo ed i materiali coinvolti e le superfici di rottura rimangono distinti;
- *Singola*, se la dislocazione avviene con la mobilitazione di un ammasso unico e secondo un'unica tipologia di movimento;
- *Multiplo*, se lo stesso tipo di movimento si ripete più volte, coinvolgendo masse già dislocate in precedenza.

16.1 Dimensioni e velocità di una frana

Per definire le dimensioni di un movimento franoso si adotta la terminologia raccomandata dal WP/WLI nel 1993, come indicato in figura seguente:



Dimensioni dei movimenti di massa (da WP/WLI, 1993b).

1. Larghezza della massa spostata W_d : larghezza massima della “massa spostata” misurata perpendicolarmente alla “lunghezza della massa spostata” L_d ;
2. Larghezza della superficie di rottura W_r : larghezza massima fra i “fianchi” della frana, misurata perpendicolarmente alla “lunghezza della superficie di rottura” L_r ;
3. Lunghezza totale L : distanza minima fra il “punto inferiore” della frana ed il “coronamento”;
4. Lunghezza della massa spostata L_d : minima distanza fra il “punto sommitale” ed il “punto inferiore”;
5. Lunghezza della superficie di rottura L_r : minima distanza fra l’“unghia della superficie di rottura” ed il “coronamento”;
6. Profondità della massa spostata D_d : profondità massima della “superficie di rottura” sotto la “superficie originaria del versante” misurata perpendicolarmente al piano contenente L_d e W_d ;
7. Profondità della superficie di rottura D : profondità massima della “superficie di rottura” sotto la “superficie del versante” misurata perpendicolarmente al piano contenente L_r e W_r ;

La stima del volume coinvolto nel movimento è difficile e quindi, solitamente, si basa su considerazioni morfologiche relative alla zona di distacco ed al deposito di frana, distinguendo le frane profonde, che generalmente coinvolgono volumi considerevoli, dalle frane superficiali, che generalmente coinvolgono volumi ridotti.

<i>Intensità (I)</i>	<i>Descrizione</i>	<i>Volume (m^3)</i>
2	Estremamente piccola	$< 5 \cdot 10^2$
2,5	Molto piccola	$5 \cdot 10^2 \div 5 \cdot 10^3$
3	Piccola	$5 \cdot 10^3 \div 5 \cdot 10^4$
4	Media	$5 \cdot 10^4 \div 2,5 \cdot 10^5$
5	Mediamente grande	$2,5 \cdot 10^5 \div 10^6$
6	Molto grande	$10^6 \div 5 \cdot 10^6$
7	Estremamente grande	$> 5 \cdot 10^6$

Scala di intensità delle frane basata sulla massa spostata.

Le dimensioni e la velocità sono i principali parametri tramite i quali, comunemente, si cerca di stimare l'intensità di un fenomeno franoso. Nella Tabella seguente sono illustrate le diverse velocità di spostamento delle frane, correlate ai danni prodotti su persone e cose. Pur esistendo uno stretto legame tra velocità e tipo di frana, dobbiamo essere consapevoli che un certo tipo di

frana può muoversi secondo un ampio intervallo di velocità, in virtù delle differenze di inclinazione del versante, del contenuto in acqua del materiale trasportato e della presenza di ostacoli quali la copertura boschiva. La Tabella successiva riporta una stima approssimativa delle velocità di spostamento per diverse tipologie di fenomeni franosi.

Classe	Descrizione	Velocità tipica	Osservazioni sui danni
I	Estremamente lento	6 mm/anno	Impercettibile senza strumenti di monitoraggio, costruzione di edifici possibile con precauzioni.
II	Molto lento	16 mm/anno	Alcune strutture permanenti possono essere danneggiate dal movimento.
III	Lento	1,6 m/anno	Possibilità di intraprendere i lavori di rinforzo e restauro durante il movimento.
IV	Moderato	13 m/mese	Alcune strutture temporanee o poco danneggiabili possono essere mantenute.
V	Rapido	1,8 m/h	Evacuazione possibile; distruzione di strutture, immobili ed installazioni permanenti.
VI	Molto rapido	3 m/min	Perdita di vite umane, velocità troppo elevata per permettere l'evacuazione.
VII	Estremamente rapido	5 m/s	Catastrofe di eccezionale violenza, edifici distrutti per l'impatto del materiale spostato, molti morti.

Scala di intensità delle frane basata sulla velocità e sul danno prodotto.

TIPO	Crollo	Scivolamento					Colamento		
MATERIALE	Roccia	Roccia		Detrito	Terra		Roccia	Detrito	Terra
ATTIVITA'		N	R		N	R			
VELOCITA'	VI-VII	V-VI	I-V	I-VI	V-VI	I-V	I-II	I-VII	I-IV

Velocità delle frane (riferita alle classi della tabella precedente) in base a tipologia del movimento, materiale e stato di attività. N=Neoformazione; R=Riattivazione.

17. INNESCO DELLE FRANE CAUSATE DALLE PIOGGE

17.1 Premessa

Le piogge influenzano la stabilità dei pendii e rappresentano un'importante concausa nell'innescò dei movimenti franosi. 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. Pertanto è importante studiare le cause meteoriche d'innescò seguendo essenzialmente due tipi di approcci.

Possiamo avere approcci basati sulla valutazione dell'effetto dell'acqua nei materiali potenzialmente instabili, valutando l'entità delle *pressioni interstiziali* nei terreni e/o della *spinta idrostatica* esercitata dalle acque di infiltrazione nelle fratture degli ammassi rocciosi. In questi casi, è indispensabile conoscere l'andamento della superficie piezometrica nel sottosuolo e soprattutto le sue oscillazioni nel tempo a seguito delle piogge. Si rendono necessari dati piezometrici e misurazioni periodiche delle quote raggiunte dalla falda nel materiale in frana.

Il secondo tipo di approccio è basato sullo studio di *serie idrologiche storiche* delle piogge per individuare “*soglie critiche delle precipitazioni*” superate le quali è più probabile che si inneschino i fenomeni franosi

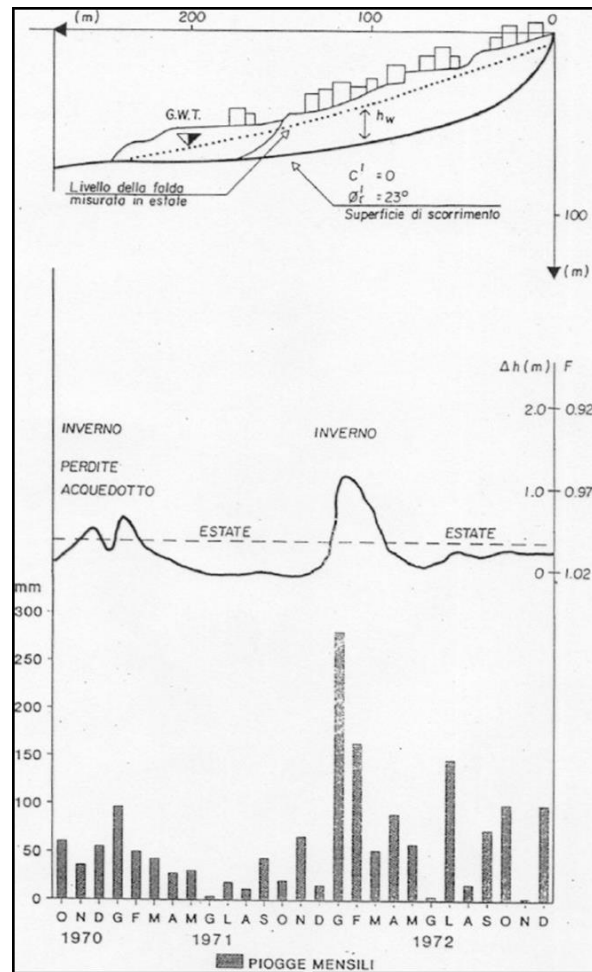
Entrambi i metodi prevedono l'impiego di “*modelli*” che simulino le interazioni complesse tra piogge e frane. Distinguiamo modelli di tipo *empirico* che correlano i dissesti con le serie storiche delle precipitazioni e modelli *deterministici* che analizzano gli effetti meccanici dei moti di filtrazione sulla stabilità dei pendii.

L'uso dei *modelli empirici*, prevede l'impiego di *metodi statistici* mediante i quali i dati di pioggia, relativi ad eventi franosi verificatisi in passato, vengono elaborati al fine di fornire una previsione di ciò che potrebbe accadere in futuro, sulla base del *tempo di ritorno* degli eventi stessi. In altre parole, si assume che la probabilità di un evento franoso non cambierà, entro ragionevoli intervalli di tempo, se non si modificano sensibilmente le caratteristiche climatiche attualmente esistenti.

Nei *modelli deterministici* si valuta l'interazione tra modelli idrologici (piogge) e modelli idrogeologici (circolazione delle acque nel sottosuolo). Occorre, in altre parole, conoscere le componenti del bilancio idrico del versante (afflussi, deflussi ed infiltrazione efficace) e metterli in relazione alle variazioni delle altezze piezometriche nel sottosuolo e alla ricarica della falda. Dallo studio ed interazione tra le diverse componenti, si giunge ad una previsione della variazione del grado di stabilità del pendio.

A titolo di esempio, nella figura successiva si riporta la variazione del fattore di sicurezza (FS) di un pendio nel tempo, al variare delle precipitazioni e quindi dell'infiltrazione efficace nel pendio

stesso, che va ad alimentare la falda determinando così una variazione dei parametri di resistenza residua del corpo di frana.

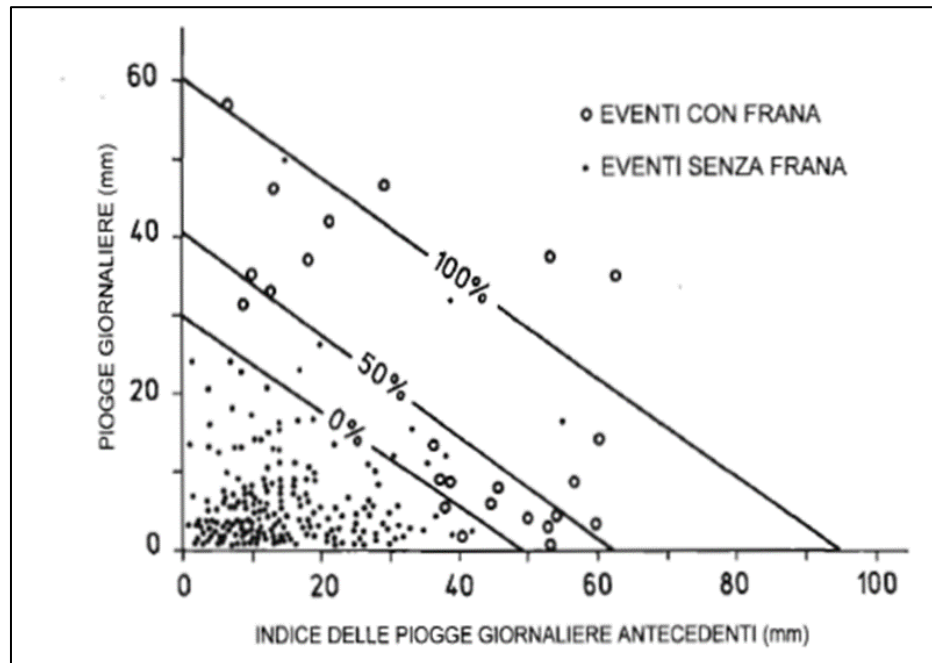


Variazione del fattore di sicurezza di un pendio interessato da una frana per scorrimento (frana di Ferrandina), al variare delle piogge mensili nel periodo 1970 – 1972. La linea tratteggiata rappresenta la condizione di equilibrio limite ($FS = 1$). In inverno o a causa di perdite idriche, il fattore di sicurezza diminuisce al di sotto di 1, favorendo così il movimento residuo della massa in frana.

17.2 Modelli empirici

Alcuni di questi modelli mettono in relazione l'intensità (mm/h) con la durata della pioggia (ore, minuti). Generalmente, una pioggia debole ha una intensità fino a 2 mm/h, mentre piogge forti hanno intensità oltre 6 mm/h e un nubifragio si caratterizza per intensità superiori a 30 mm/h.

Per agevolare lo studio delle relazioni tra piogge e frane, è utile considerare due *soglie limite* che determinano il confine tra “eventi innescati” ed “eventi non innescati”. Queste due soglie rappresentano il “valore pluviometrico minimo”, che corrisponde alla pioggia minima che ha causato almeno una frana, ed il “valore pluviometrico massimo” che corrisponde al valore per il quale si innescano quasi sempre le frane.



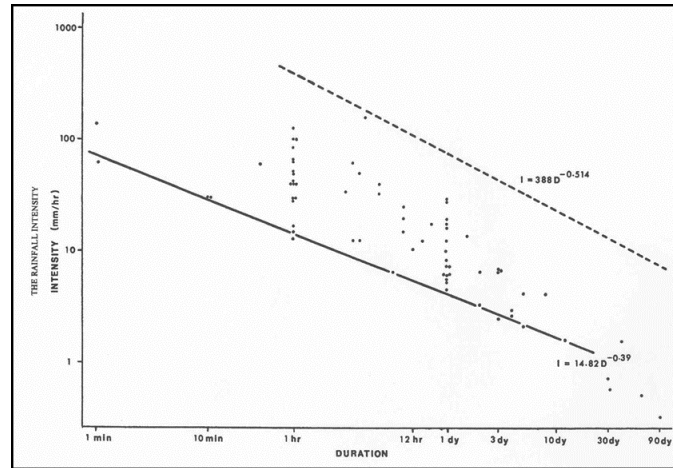
Soglie basate sulle piogge giornaliere (del giorno dell'evento franoso) e su quelle antecedenti (alla frana), espresse in probabilità di innesco, per la Nuova Zelanda (Crozier, 1986).

Le soglie minime di innesco non sono influenzate solo dall'altezza totale di precipitazione e o dall'intensità istantanea di pioggia, ma da una precisa combinazione delle stesse. Da numerosi dati ricavati da osservazioni di colate detritiche superficiali, sono state redatte tabelle con valori di soglie pluviometriche differenti. Queste registrazioni di pioggia dipendono dalla precisione degli strumenti utilizzati (pluviografi registratori) e anche dalla distanza dei pluviografi dai siti interessati dalle frane.

Sempre nel caso delle colate superficiali (quelle più sensibili alle piogge), Caine ha proposto la seguente correlazione che rappresenta una “*soglia critica*” superata la quale è altamente probabile che si inneschino fenomeni franosi di questo tipo:

$$I = 14,82 D^{-0,39}$$

dove I = intensità di pioggia in mm/h e D = durata della pioggia in ore.



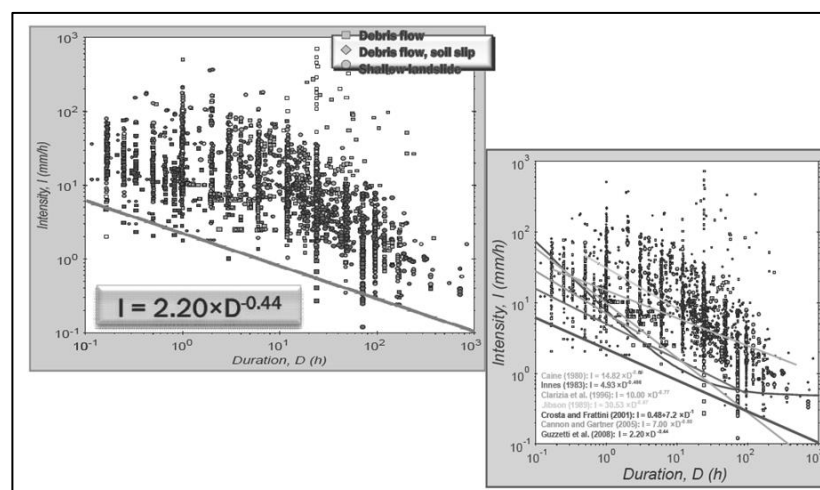
Relazione intensità – durata delle piogge in grado di innescare frane del tipo colata. I dati si riferiscono a 73 episodi studiati e ben documentati. La curva inferiore è la soglia critica $I = 14,82 D^{-0,39}$ superata la quale si sono manifestate la maggior parte delle frane (puntini pieni). La curva superiore rappresenta invece le intensità di precipitazioni massime registrate nelle assegnate durate.

L'equazione precedente può anche essere scritta in termini di altezza (d , in mm) e durata (D) di pioggia:

$$d = 14.82 D^{0.61}$$

Come generalizzazione, questa soglia sembra ragionevole per un periodo di tempo compreso tra i 10 minuti e i 10 giorni (più di tre ordini di grandezza); per durate più brevi o più lunghe, questo limite non risulta accettabile.

In Italia, numerosi studiosi (sempre con riferimento alle frane superficiali, quelle di pochi metri di spessore) hanno individuato una serie di soglie pluviometriche in diversi contesti alpini ed appenninici, caratterizzate da espressioni matematiche differenti.



Alcune relazioni tra Intensità e Durata, riportate in letteratura, per l'innescio di frane superficiali.

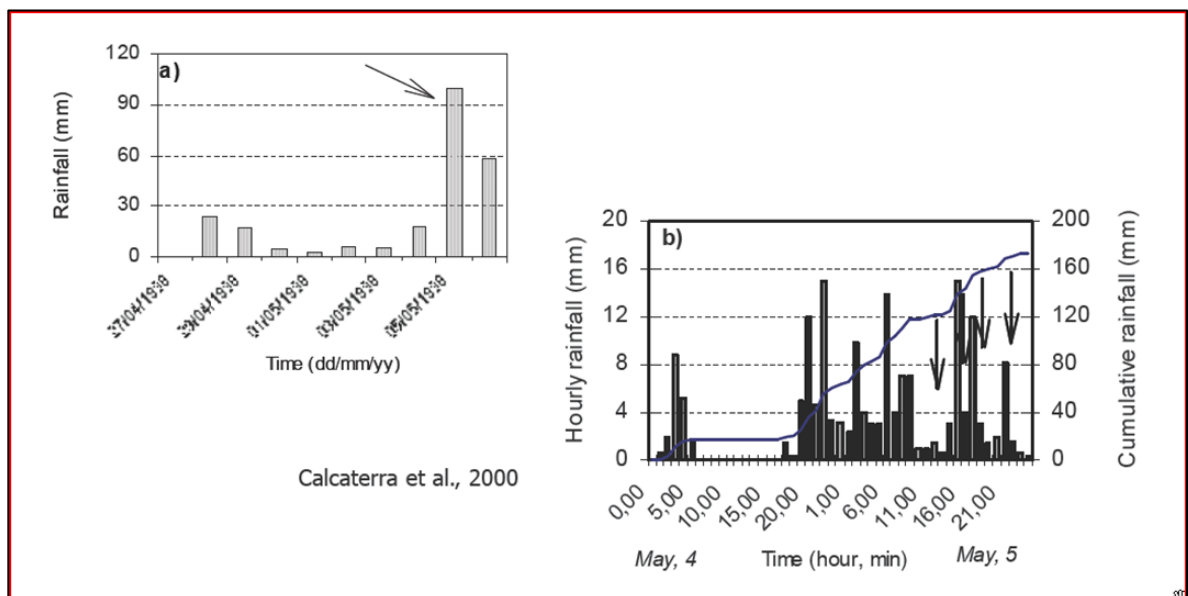
La variabilità di queste soglie dimostra che i fattori innescanti possono essere svariati, e dipendono, in particolare, dalla permeabilità e dallo spessore della frana. Molti studiosi ritengono che i debris flows sono il risultato di un progressivo aumento delle pressioni neutre dell'acqua nei pori che, causando la saturazione del terreno, riducono fortemente la permeabilità del materiale. Misure di pressioni neutre positive registrate durante i periodi di intense piogge e associate all'innescio di frane superficiali supportano la premessa che, localmente, elevate pressioni neutre sono responsabili dei dissesti suddetti. Nei suoli tropicali di Hong Kong, si è trovato che piogge precedenti di qualsiasi durata non erano significative nel processo di innescio, mentre in Nuova Zelanda, scoprì che precipitazioni avvenute in periodi antecedenti pari a 10 giorni, influenzando i valori di umidità, potevano essere in qualche modo collegate alle frane. Questi cambiamenti di umidità possono essere rapportati ai vari climi regionali e alle proprietà di permeabilità dei terreni. In occasione degli eventi franosi del 5 maggio 1998, a Quindici (AV) tra le 12.00 e le 12.30, furono registrati circa 120 mm di pioggia con un'intensità massima di 15 mm/h ed un valore medio di circa 5 mm/h.

A Sarno e nelle aree circostanti, all'epoca erano operanti due soli pluviografi (Lauro a 192 m s.l.m. e Sarno ubicato a 36 m s.l.m.), mentre nessun altro strumento di misura si trovava a quote superiori, in prossimità della dorsale di Pizzo d'Alvano (a circa 1200 m s.l.m.). L'elevata variabilità spaziale delle piogge intense che si verificano in quest'area e nelle aree adiacenti (Monti Lattari e Penisola Sorrentina) e gli effetti orografici associati a questi pendii, ha reso l'analisi dei dati pluviometrici abbastanza ardua.

Sulla base dei dati registrati a Lauro, è stato calcolato che le piogge antecedenti, dal 28 aprile al 3 maggio 1998, ammontarono a 61,4 mm. L'evento del 5 maggio invece mostrò un primo scroscio intenso tra le 00:00 e le 05:00 del 4 maggio. Dopo un'interruzione di circa 11 ore, è piovuto interrottamente fino al mattino del 6 maggio. A Lauro (AV), invece, è stata registrata un'intensità massima di 15 mm/h, alle ore 15:00 del 5 maggio e l'intensità media nelle 48 ore è stata di 3,6 mm/h. L'andamento della pioggia suggerisce l'evenienza di una pioggia intensa ma non particolarmente eccezionale, in contrasto con la severità dei fenomeni franosi verificatisi (circa 18 eventi di colata in un'area ristretta).

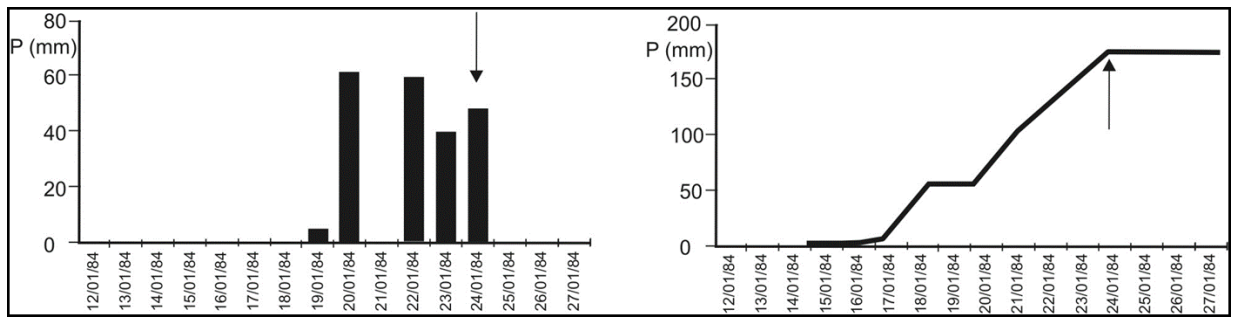
Le soglie di piovosità calcolate per Quindici (AV) sembrano fornire valori di pioggia critica troppo elevati rispetto ai dati osservati. D'altra parte, piogge di lunga durata (D) e medio-bassa intensità (I) sembrano più adatte a provocare colate superficiali in Campania rispetto ad eventi con alta intensità ma breve durata. Ciò dipende dalla particolare conformazione litologica dei versanti interessati.

Ciò nonostante, piogge intense ma brevi hanno innescato molte colate in occasione, ad esempio, dell'alluvione del salernitano del 1954 (504 mm di pioggia caduti in circa 16 ore). Questa peculiarità può essere spiegata considerando l'elevata capacità di ritenzione delle acque superficiali nella coltre piroclastica. In tali condizioni, andamenti di pioggia che causano infiltrazione prolungata nei suoli determinano un'elevata crescita del peso/volume del terreno, causando una drastica diminuzione della resistenza al taglio. L'eccezionalità dell'evento di Sarno si rileva se si considera che le piogge del mese di maggio sono cadute alla fine di un periodo piovoso prolungato che aveva già causato una pressoché totale saturazione dei terreni piroclastici. Valori di intensità massima dell'ordine di circa 15 mm/h registrati durante gli ultimi due giorni dall'evento, sono caratterizzati da tempi di ritorno maggiori di 100 anni, se confrontati con i dati medi del periodo primaverile.

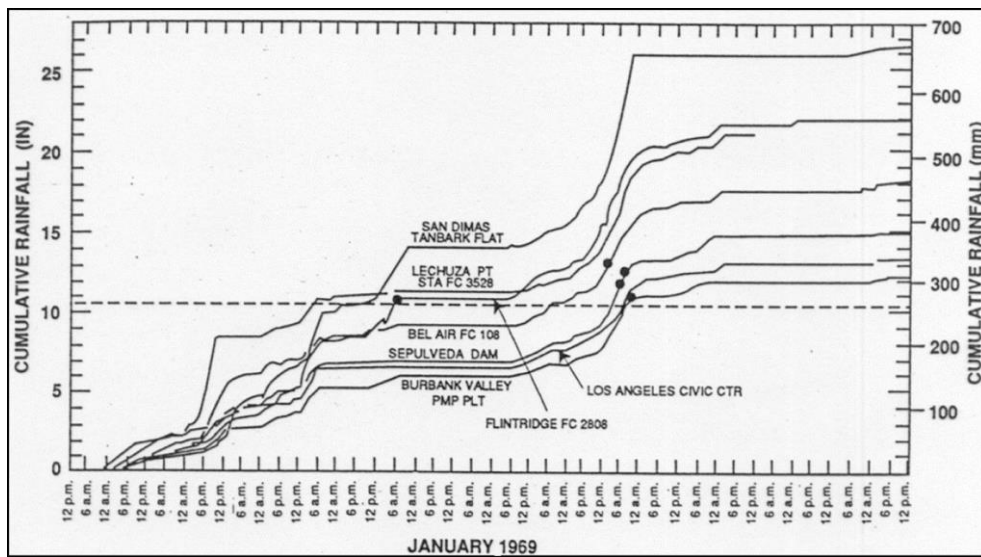


Andamento delle piogge giornaliere ed orarie antecedenti e contemporanee alle colate di Sarno del maggio 1998.

Un altro metodo di analisi delle correlazioni empiriche tra piogge e frane è quello che mette in relazione il verificarsi delle frane alle piogge cumulate precedenti la frana. 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.



Relazioni tra piogge antecedenti cumulate ed attivazione di frane superficiali in California.

18. INNESCO DELLE FRANE CAUSATE DAI TERREMOTI

18.1 Premessa

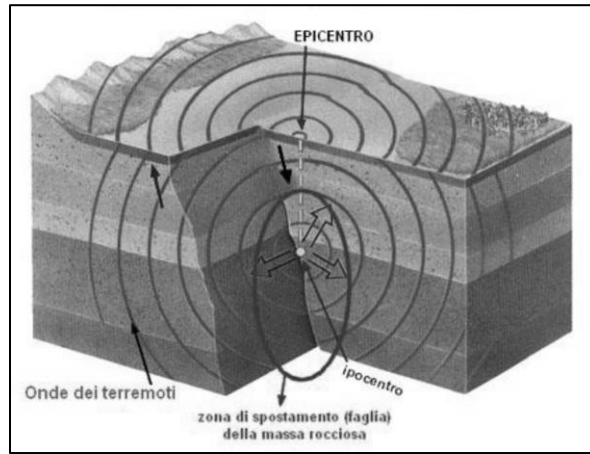
E' noto che i terremoti oltre a provocare gravi danni alle strutture abitative ed infrastrutture nonché spesso numerose vittime, sono una delle principali cause per l'innescò delle frane. I dissesti dei versanti causati dai terremoti vengono definiti frane *sismoindotte* ed il loro accadimento, in concomitanza con i sismi o immediatamente dopo le scosse più energetiche, oltre ad esacerbare il quadro complessivo del danneggiamento di aree già compromesse, provocano ulteriori complicazioni per i necessari interventi di protezione civile nell'immediatezza del terremoto, in quando sovente causano l'interruzione delle vie di comunicazione o costringono all'evacuazione di interi centri abitati.

Il territorio italiano, altamente vulnerabile agli eventi idrogeologici, è purtroppo caratterizzato anche da un'elevata pericolosità sismica che contribuisce a complicare il quadro della franosità in un'area caratterizzata dalla presenza di terreni e rocce instabili, con elevate energie di rilievo.

Lo studio delle frane che interessano il territorio nazionale, quindi, non può prescindere anche dalla definizione a grandi linee del quadro sismologico locale che, a parte limitate porzioni del territorio nazionale (Sardegna, Puglia meridionale e parte della zona alpina nord-occidentale) interessa di fatto la quasi totalità dell'area italiana.

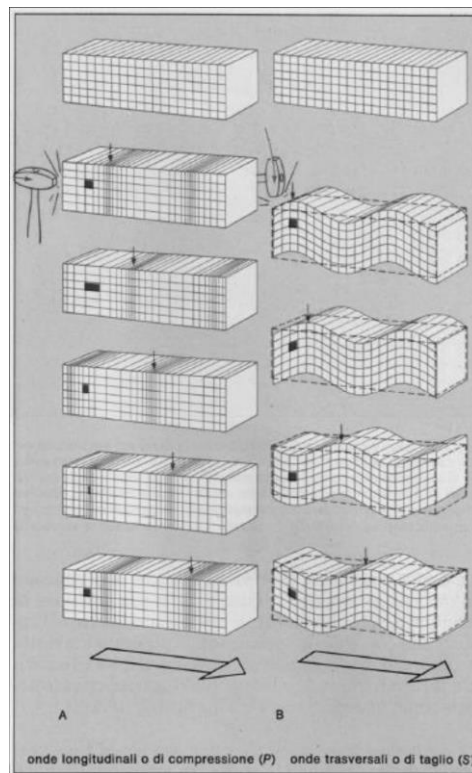
18.2 Cenni sulle cause dei terremoti e dei parametri che li caratterizzano

Come noto, i terremoti sono prodotti dalla formazione e/o dalla riattivazione di faglie preesistenti, secondo il modello del rimbalzo elastico, (*elastic rebound*), che considera la massa rocciosa interessata dall'evento sismico come caratterizzata da un comportamento elastico in seguito a deformazione per effetto di una sollecitazione. Così come avviene nel caso di una molla, in seguito alla rottura, l'energia elastica accumulata durante la deformazione si libera in parte sotto forma di *calore per attrito* lungo la superficie della faglia, in parte come *energia cinetica*, attraverso violente vibrazioni o oscillazioni della crosta terrestre nel punto di rottura. Queste vibrazioni si propagano come onde sismiche verso tutte le direzioni, a partire dall'ipocentro, dando vita al terremoto in superficie.



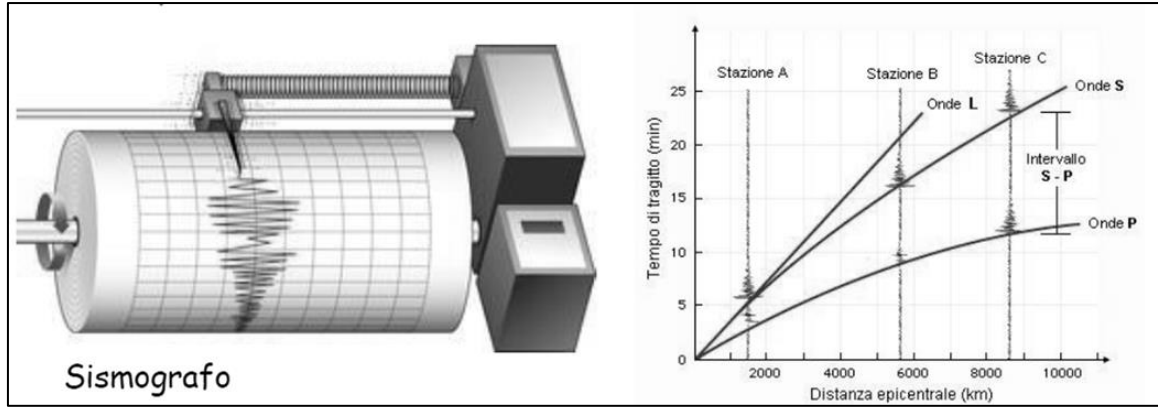
Meccanismo di formazione di un sisma.

L'energia sismica si propaga tramite onde sismiche, che si dividono in 2 gruppi principali: le *onde di Volume*, a loro volta suddivise in onde *primarie* (o di compressione - P) ed onde *secondarie* (o onde di taglio - S) ed *onde di Superficie* (onde Love e Rayleigh). La velocità delle onde S è circa pari al 60% di quella delle onde P, che sono quelle più veloci in quanto si propagano attraverso fenomeni di compressione e dilatazione delle rocce che attraversano. La velocità delle onde di Superficie invece è pari a circa il 55% della velocità delle onde S, che si propagano sollecitando a taglio le rocce che attraversano.



Modi di propagazione delle onde P ed S nelle rocce.

La registrazione delle onde sismiche avviene attraverso l'uso dei sismografi che consentono di individuare con precisione l'ubicazione dell'epicentro e le caratteristiche delle onde (frequenza di vibrazione, lunghezza d'onda), nonché la *magnitudo* del fenomeno.



Principio di funzionamento di un sismografo e diagramma tempi di arrivo delle onde-distanze epicentrali.

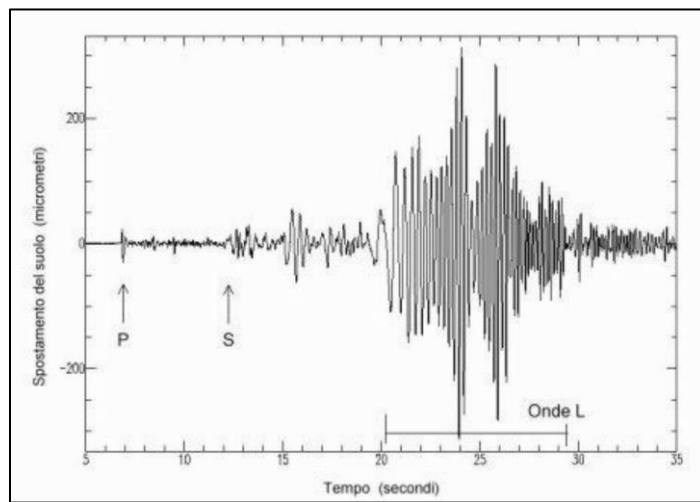
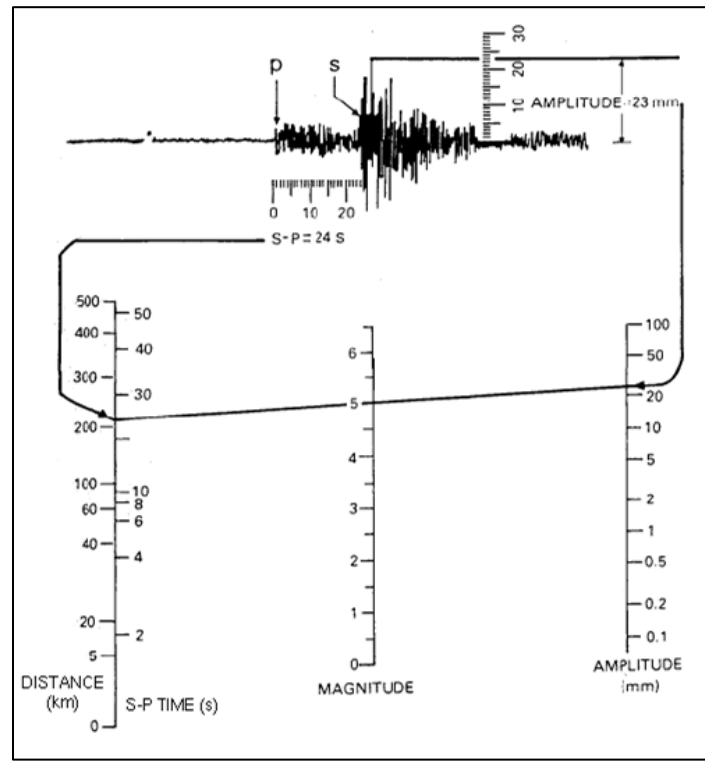


Grafico spostamento del suolo-tempo (sismogramma).

Dal sismogramma, mediante opportune elaborazioni, è possibile ricavare la distanza epicentrale, la magnitudo dell'evento e l'ampiezza delle onde. La *magnitudo* (M_o) di un terremoto è una misura della quantità di energia rilasciata che è proporzionale all'ampiezza di oscillazione elevata a $3/2$. Essa è data dal logaritmo in base 10 dell'ampiezza massima del movimento del terreno misurata in una stazione sismografica posta a 100 km dall'epicentro.



Definizione dei principali parametri di un terremoto a partire dal relativo sismogramma.

Spesso si fa riferimento alla *Magnitudo momento* (M_w) data dal momento sismico del terremoto, che è uguale alla resistenza della roccia moltiplicata per il momento medio di spostamento della faglia sismogenetica e per la dimensione dell'area dislocata.

$$M_w = S \times L \times P \times R$$

dove: S = spostamento della faglia (rigetto); L = lunghezza della rottura (in km); P = profondità della rottura; R = resistenza della roccia.

Quindi, tenuto conto della definizione di M_o , si ricava:

$$M_w = 2/3 \log_{10} M_o - 10.7$$

Questo parametro è alla base della scala Richter utilizzata per la misura dell'energia sismica rilasciata dal terremoto.

Scala Mercalli (1850-1914)		Scala Richter (1900-1985)	
Grado	Scossa	Magnitudo	
I	Strumentale	<3	Scosse al di sotto di Magnitudo 3 sono percettibili solo dagli strumenti
II	Leggerissima	3.5	Scossa appena percettibile
III	Leggera	4.2	Nell'arco di 30 km dall'epicentro percettibile con minimi danni
IV	Mediocre	4.5	
V	Forte	4.8	
VI	Molto Forte	5.4	Terremoto avvertito da tutta la popolazione, all'interno delle case, spostamento di mobili, possibile caduta di intonaco e danno ai comignoli.
VII	Fortissima	6.1	
VIII	Rovinoso	6.5	Terremoto considerevole, la cui magnitudo può comportare vittime nelle regioni ad alta densità di popolazione.
IX	Disastrosa	6.9	
X	Disastrosissima	7.3	Terremoto la cui portata può comportare danni catastrofici
XI	Catastrofica	8.1	Distruzione con appiattimento di strutture in muratura. Stravolgimento strutturale del suolo.
XII	Grande Catastrofe	>8.1	Devastazione totale. La punta di Magnitudo 8.6 è stata raggiunta in Cina con 100.000 vittime (1920)

Confronto tra la scala Richter e quella Mercalli che è basata sugli effetti di danneggiamento del sisma sulle costruzioni.

La scala Richter riflette con precisione la quantità di energia sismica rilasciata da un terremoto, fino ad una magnitudo pari circa a 6.5. Infatti, per terremoti più energetici questa scala tende a sottostimare progressivamente l'effettivo rilascio di energia. Si dice che la scala Richter è “satura” per valori di magnitudo maggiori di 6.5 per via delle caratteristiche dei sismografi utilizzati. Per risolvere il problema di saturazione della scala Richter alle più elevate energie, è stato introdotto il parametro *Magnitudo superficiale* (M_s). Il procedimento di misura di M_s è simile a quello per la scala Richter, solo che in questo caso il picco di ampiezza dell'onda è misurato per onde superficiali che hanno periodi di 20 sec, registrate da sismografi di lungo periodo, posti a grandi distanze (dell'ordine di migliaia di chilometri). In questo caso il calcolo non richiede la registrazione di un sismografo ad una distanza di 100 km dall'epicentro, e proprio per questo motivo le registrazioni telesismiche di molti terremoti con magnitudo da moderata ad elevata sono state associate a questa tipologia di scala di magnitudo. Tuttavia, anche la scala di magnitudo superficiale risulta “saturarsi” e, specificatamente, accade per valori di magnitudo maggiori di 8.

18.3 Le frane sismo-indotte

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 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 un'analisi detta "*pseudostatica*". Ossia, l'effetto del sisma (di solito di breve durata) viene simulato applicando una forza orizzontale costante che agisce, alternativamente, verso l'esterno e verso l'interno del pendio.

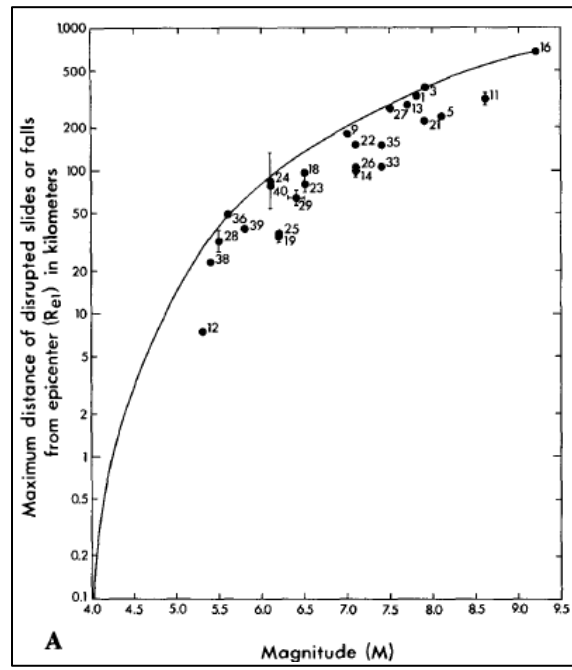
Il numero di frane causate da un terremoto aumenta con l'aumentare della magnitudo del terremoto stesso. Studi effettuati su un'ampia casistica hanno permesso di stabilire che i sismi con $M < 5.5$ hanno causato un numero massimo di frane dell'ordine delle decine. Quelli con $M > 8.0$ hanno innescato diverse migliaia di frane. Tuttavia, non sempre questa correlazione risulta vera. Il numero di frane innescate dipende anche dalle condizioni geologiche locali e da parametri sismici diversi dalla magnitudo.

Il numero di frane *riattivate* a seguito dei sismi, è modesto rispetto al totale di frane censite. Questo è dovuto sia alla mancanza di un riconoscimento sistematico delle riattivazioni sia al fatto che la maggior parte delle frane sismoindotte si originano in materiali che non sono mai stati sottoposti a precedenti frane. Secondo Keefer, le riattivazioni accadono più probabilmente in occasione di scosse sismiche che risultano più forti di quelle che hanno causato le frane di prima generazione. Le frane sismoindotte più frequenti sono, nell'ordine: i crolli, gli scorrimenti in terreni incoerenti, gli scivolamenti di blocchi, le colate lente e le valanghe di roccia. Le frane subacquee sono rare (probabile mancanza di dati). La maggior parte delle frane subacquee sono state censite a seguito di danni riportati da impianti portuali e altri manufatti marittimi.

Alcuni Autori che hanno studiato in dettaglio le frane sismo-indotte, hanno tentato di stimare la soglia minima di magnitudo per la quale si sono registrate frane, in passato; hanno cercato di correlare tra di loro la magnitudo e la distanza massima delle frane dall'epicentro dei terremoti o dalle faglie sismogenetiche.

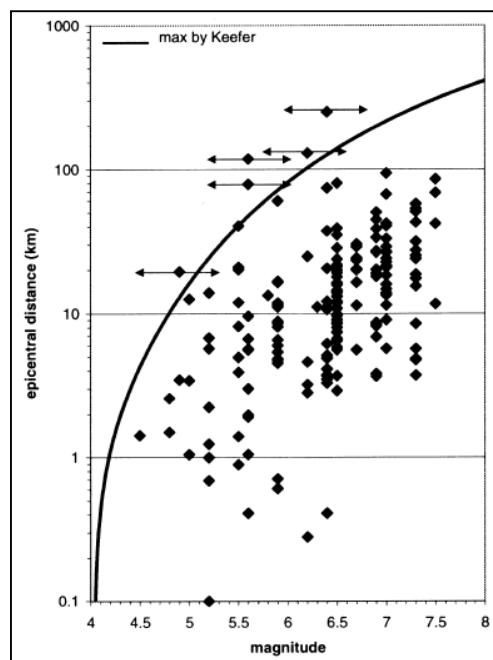
Keefer, in particolare, in base allo studio di oltre 40 frane sismo-indotte verificatesi a scala globale, ha evidenziato quanto segue: il terremoto di più bassa magnitudo ad aver causato frane ha avuto un valore di M_w pari a 4.0. Frane in roccia, colate e frane sottomarine si sono attivate con valori minimi di $M_w = 5.0$. Molte valanghe di roccia si sono attivate per M_w pari a 6.5.

Sempre sulla base dei dati sperimentali disponibili, Keefer ha proposto una correlazione tra magnitudo e massima distanza delle frane in roccia dall'epicentro dei terremoti.



Correlazione tra massima distanza epicentrale e magnitudo, per scorrimenti e crolli in roccia. Dati riferiti a 40 terremoti (con M_w tra 4.0 e 9.2). La curva rappresenta il limite superiore d'involuppo di tutti i dati. Le linee verticali ed orizzontali rappresentano gli intervalli d'incertezza relativi alle localizzazioni ed ai valori di magnitudo (da Keefer, 1984).

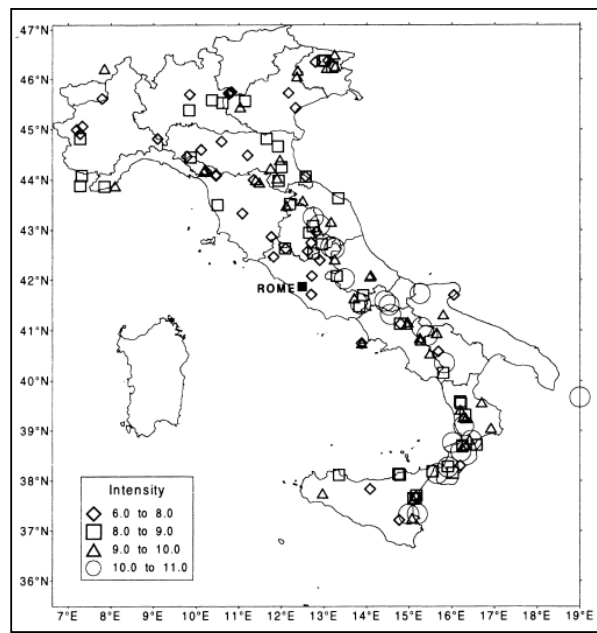
Si riporta di seguito, per confronto, la stessa correlazione ricavata per il territorio italiano.



Correlazione tra massima distanza epicentrale e magnitudo, per scorrimenti e crolli in roccia in Italia. Dati riferiti a 37.000 eventi (dall'anno 1000 al 1980) del Catalogo CEDIT (*Catalog of Ground Failures Induced by Strong Earthquakes*). Da Prestininzi e Romeo, 2000.

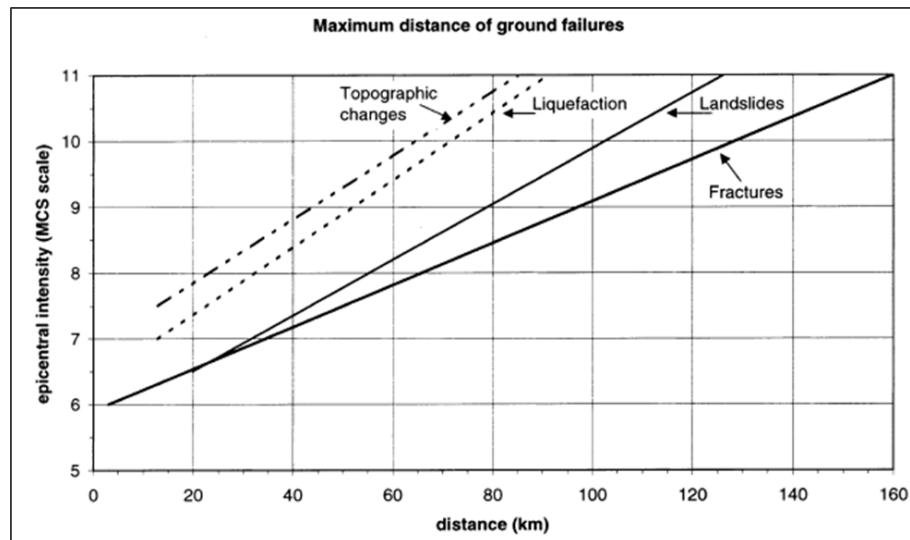
Il confronto tra le due correlazioni dimostra che, a parità di magnitudo, la massima distanza epicentrale delle frane è molto maggiore per l'area italiana. Ciò dipende, probabilmente, dalla maggior mole di dati disponibili per l'Italia, rispetto a quella di Keefe, a scala globale.

I terremoti, oltre a causare frane, possono generare altri effetti al suolo di notevole entità. Essi sono: formazione di fratture superficiali, fenomeni di liquefazione spontanea nelle sabbie in falda, emissione di gas dal sottosuolo, vulcanetti di fango e modificazioni della superficie topografica con innalzamenti e/o abbassamenti del suolo. Di seguito si riporta una mappa dei principali terremoti verificatisi in Italia che hanno causato sensibili effetti al suolo.



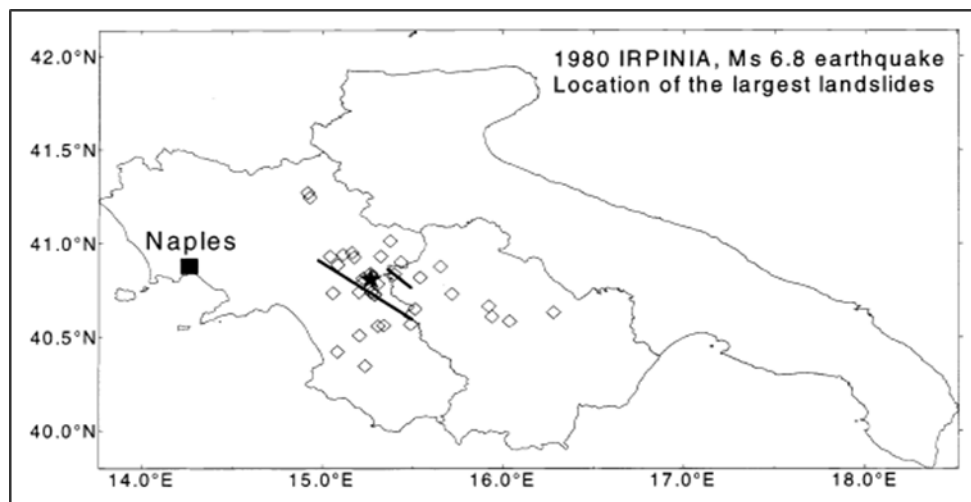
Ubicazione dei terremoti storici italiani, per i quali si hanno informazioni su rilevanti effetti al suolo (frane, fratture, liquefazione, ecc.).

Gli effetti al suolo aumentano in maniera rilevante all'aumentare dell'intensità macrosismica. Ad esempio, passando dall'VIII° e fino a I> X° della scala MCS, si osserva un incremento dal 28% al 100% dei processi deformativi del suolo. Tale incremento è in parte dovuto anche al fatto che, per i forti terremoti, tendenzialmente si hanno dati più dettagliati e completi su questi effetti al suolo. In generale, si è osservato che le fratture superficiali si sono manifestate fino a distanze maggiori e per terremoti con intensità epicentrali minori rispetto alle frane. Per quanto riguarda, invece, le liquefazioni ed i cambiamenti di quote topografiche, gli inviluppi hanno un andamento pressoché parallelo.



Confronto tra gli inviluppi delle distanze massime, per diverse tipologie di effetti al suolo registrate in occasione di terremoti con variabile Intensità MCS.

Il terremoto del 23 novembre 1980, che ha coinvolto vaste aree dell'Irpinia, del Sannio e della Basilicata, ha avuto una magnitudo superficiale M_s pari a 6.8 (con Intensità massima, nella zona epicentrale pari al IX°-X° nella MCS). Esso ha innescato moltissime frane e riattivato almeno 40 grandi frane (scivolamenti, colate lente di terreno e detriti, frane complesse). Nella figura successiva sono riportate le aree in frana (di superficie $>$ di 0.3 km^2) causate dall'evento sismico principale e dalle successive repliche.



Le linee continue nere rappresentano le direzioni della faglia principale sismogenetica (linea a maggior lunghezza) e della faglia attivatasi 40 secondi dopo la scossa principale (linea a minor lunghezza). La stella rappresenta la posizione dell'epicentro.

Quanto sopra ha consentito di correlare le distanze delle aree in frana con l'epicentro dell'evento. Si è potuto rilevare che fenomeni franosi si sono attivati fino a distanze massime dell'ordine di circa 90 km in linea d'aria.

Alcuni anni orsono, è stata proposta una nuova Scala al fine di correlare gli effetti al suolo con l'intensità/magnitudo dei terremoti. Questa scala è strutturata come le altre scale a 12 gradi (ad esempio: le scale MCS - Mercalli-Cancani-Sieberg - o MSK - Medvedev-Sponhauer-Karnik) ed è il risultato delle informazioni ottenute da un gran numero di terremoti in tutto il mondo. Per livelli di intensità inferiori al IX°, essa considera gli effetti ambientali alla stessa stregua degli indicatori di danneggiamento (edifici e altre strutture). Tra il X e il XII grado, la distribuzione e le dimensioni degli effetti tettonici primari (fagliazione superficiale, riattivazione di faglie, ecc.) costituiscono l'indicatore più importante per la valutazione dell'intensità. E' una scala che può essere utilizzata per aree del globo scarsamente abitate o interessate da effetti secondari importanti.

- Intervallo di gradi di intensità diagnostico per ciascuna classe di effetti ambientali.

	Environmental effects	Diagnostic range of intensity degrees	
	SURFACE FAULTING AND DEFORMATION	VIII (*)	XII
A	HYDROLOGICAL ANOMALIES	IV	X
B	ANOMALOUS WAVES/TSUNAMIS	IV	XII
C	GROUND CRACKS	IV	X
D	SLOPE MOVEMENTS	IV	X
E	TREE SHAKING	IV	XI
F	LIQUEFACTIONS	V	X
G	DUST CLOUDS	VIII	VIII
H	JUMPING STONES	IX	XII

Scala INQUA (2007) che correla gli effetti al suolo causati da terremoti con diversi gradi di intensità. Ad esempio, le frane si manifestano in un range di valori compresi tra il IV° ed il X°.

Attribuire il IV° ad un evento sismico significa che eccezionalmente si possono attivare crolli e riattivare piccole frane, lungo pendii in condizioni di equilibrio precario (versanti acclivi e scarpate, in terreni scarsamente coerenti e saturi). Il X° corrisponde, invece, al verificarsi di grandi frane e crolli (volumi maggiori di 1 milione di metri cubi), indipendentemente dalle condizioni di equilibrio dei versanti. Esse possono creare invasi per sbarramento da frana, lungo fiumi. Sponde



fluviali, argini e fronti di scavo collassano. Argini e dighe in terra possono subire gravi danni. Possono attivarsi anche grandi frane costiere e sotto il livello del mare.

19. PERICOLOSITA' E RISCHIO DA FRANA

19.1 Premessa

I presupposti metodologici degli attuali studi finalizzati alla valutazione del rischio da frana risalgono ad alcuni decenni or sono. E' infatti a partire dalla fine degli anni '60 che la comunità scientifica internazionale inizia a produrre elaborati geotematici “*previsionali*” in tema di rischi geologici. Allo stesso periodo risalgono anche i primi studi “moderni” svolti sul tema in Italia, allorquando furono rese note le prime carte della franosità o della stabilità.

Nell'insieme tali iniziative si basavano su:

- una valutazione empirica, per lo più qualitativa, della suscettibilità a franare, basata essenzialmente su dati geologici e geomorfologici, ma soprattutto sull'interpretazione “soggettiva” della carta-inventario dei fenomeni franosi;
- l'indicizzazione degli effetti, che comporta la determinazione, in funzione di singole unità geologiche, della percentuale d'area interessata dai fenomeni franosi;
- l'indicizzazione delle cause, ovvero l'integrazione di carte tematiche relative ai diversi fattori della franosità (es.: litologia, acclività dei versanti, assetto strutturale e giacitura dei terreni, circolazione idrica sotterranea, uso del suolo, ecc.).

Nel 1984, su mandato dell'UNESCO, una commissione internazionale di studio incaricata di svolgere ricerche sulla zonazione della pericolosità per frana, propose una terminologia di riferimento per quanto attiene i rischi geologici. E' in quella sede, infatti, che vengono definiti i termini fondamentali per ogni studio sul rischio. A tutt'oggi sono pochissimi gli studi completi di analisi del rischio basati su metodi quantitativi, a causa delle difficoltà nel definire concetti complessi quali la *pericolosità* e la *vulnerabilità*. L'ostacolo principale, per chi è impegnato a definire in modo completo la pericolosità da frana, risiede soprattutto nel quantizzare la *probabilità* di occorrenza del fenomeno, ovvero la sua distribuzione temporale, che è impossibile da ottenere senza adeguati studi storici e senza le necessarie valutazioni sul ruolo dei singoli fattori d'innescio (piogge, terremoti, azione antropica, ecc.). Pur con le difficoltà ed i limiti sopra esposti, gli studi sulla pericolosità ed il rischio da frana hanno ripreso nuova linfa all'indomani dell'affermazione dei Sistemi Informativi Territoriali (SIT), vale a dire “*insiemi di strumenti per raccogliere, immagazzinare, richiamare, trasformare e visualizzare dati spaziali, riferiti al mondo reale, per determinate finalità*”.

La prassi attuale seguita in molti studi sulle frane è basata su tre principali approcci nella redazione di carte previsionali della pericolosità e/o del rischio: *euristico*, *statistico* e *deterministico*.

Il *metodo euristico* è basato essenzialmente sul giudizio e l'esperienza del geologo-geomorfologo rilevatore e i dati raccolti si integrano qualitativamente in *carte tematiche di base*, pervenendo ad un elaborato di sintesi (es. *carta della suscettibilità*) in cui, in genere, la suddivisione in aree omogenee avviene in termini qualitativi o relativi, senza cioè attribuire “pesi” o “valori” assoluti alle singole classi.

I *metodi statistici* (bi- o multi-variati) consentono, invece, mediante opportuni algoritmi di determinare la combinazione di fattori che hanno condotto in passato all'insacco di frane. In seguito si formula una previsione “*quantitativa*” della probabilità che si verifichino frane in aree esenti da frane, ma dotate di caratteri simili (litologia, pendenza, copertura vegetale, ecc.) ad altre aree già coinvolte in un evento franoso. Il confronto incrociato, mediante GIS, dei vari “strati” di informazione corrispondenti alle carte di base (es. geologia/litologia, geomorfologia, delle coperture, acclività, uso del suolo, etc.) permetterà la costruzione della Carta di suscettibilità/pericolosità.

L'*approccio deterministico* prevede il calcolo di valori quantitativi della stabilità, di solito espressi in termini di fattori di sicurezza (FS), con metodi tipici dell'ingegneria geotecnica. In considerazione del fatto che tali calcoli si basano su significative semplificazioni, nonché su un'indispensabile serie di dati geotecnici, è evidente che il metodo deterministico si può utilmente applicare in contesti arealmente molto limitati, ove si siano verificate frane “semplici” da schematizzare.

La valutazione della *pericolosità* di un evento calamitoso è possibile solo a seguito di accurate indagini di rilevante impegno, che pongono in relazione l'intensità dell'evento con la sua periodicità. In altre parole, alla *pericolosità* può attribuirsi un valore numerico se è nota la relazione che intercorre tra il *tempo di ritorno* (T) dell'evento e, nel caso delle frane, l'intensità del fenomeno (funzione della velocità, del volume mobilitato, dell'energia). Per quanto attiene alla componente più strettamente collegata agli aspetti geologici è da evidenziare che si è sostituito il concetto di Pericolosità P (inteso come probabilità, in senso temporale e spaziale, di accadimento dell'evento) con quello di *Suscettibilità o Pericolosità Relativa* (intesa come previsione solo “spaziale”, tipologica, dell'intensità ed evoluzione del fenomeno franoso).

19.2 Concetti di base su pericolosità e rischio

Seppure negli ultimi anni i concetti di pericolosità e rischio siano stati al centro dell'attenzione di ricercatori, commissioni scientifiche ed amministratori, permangono incertezze riguardo il loro utilizzo e soprattutto sulla scelta dei parametri da utilizzare per la loro quantificazione. Probabilmente, buona parte della confusione dipende dall'utilizzo di termini che in lingue diverse

assumono sfumature spesso difficilmente traducibili e significati simili. Di seguito, si riporta una breve rassegna delle principali definizioni.

19.2.1 Pericolosità

In Italia solitamente si fa riferimento alla seguente definizione di pericolosità: “*probabilità che un fenomeno potenzialmente distruttivo di determinata intensità si verifichi in un dato periodo di tempo ed in una data area*”; viene espressa in termini di probabilità annua o di tempo di ritorno. Per *intensità* si intende la severità geometrica e meccanica del fenomeno potenzialmente distruttivo; essa può essere espressa secondo una scala relativa oppure in termini di grandezze come velocità, volume o energia. Alcuni autori hanno fatto notare che una definizione di questo tipo può essere di difficile interpretazione per i non addetti ai lavori; infatti, solitamente, il termine pericolosità è collegato, dalla maggior parte delle persone, al pericolo effettivo, cioè non solo alla probabilità che un certo evento accada, ma anche alla sua intensità. Così, anche in Italia, si è arrivati a definire la pericolosità (*hazard*) come funzione dell'intensità e della frequenza di accadimento di un certo evento potenzialmente distruttivo in una certa area del territorio.

Tutte le definizioni riportate incorporano tre concetti, fondamentali per la comprensione e per la valutazione della pericolosità: il concetto di localizzazione spaziale, cioè il “*dove*”, il concetto di intensità o magnitudo, cioè il “*quanto grande*” ed infine il concetto di frequenza o ricorrenza, cioè “*quanto spesso*”.

In questa sede, si farà riferimento alla seguente definizione:

$$H = f(I; F)$$

dove: H = pericolosità (*hazard*); I = intensità del fenomeno franoso; F = frequenza di accadimento.

19.2.2 Rischio

Il rischio è definibile come “*una misura della probabilità di conseguenze sfavorevoli sulla salute, sulle proprietà e sulla società, derivanti dall'esposizione ad un fenomeno pericoloso (*hazard*) di un certo tipo e di una certa intensità, in un certo lasso di tempo ed in una certa area*”.

Per effettuare la valutazione del rischio devono essere introdotte le seguenti definizioni:

- *Elementi a rischio (element at risk, E)*, la popolazione, i beni, le attività economiche, i servizi pubblici ed i beni ambientali presenti in una data area esposta ad un determinato pericolo e pertanto passibili di subire danni a seguito dell'accadimento dello stesso.
- *Esposizione al rischio (exposition, E_s)*, probabilità che un certo elemento a rischio sia esposto all'occorrenza di un fenomeno potenzialmente pericoloso; l'esposizione, per

quanto riguarda i fenomeni naturali, è legata essenzialmente alla mobilità ovvero alla staticità degli elementi a rischio: in termini probabilistici l'esposizione può essere vista come la probabilità che un elemento si trovi in un certo punto in un certo momento, e coincide di fatto con la sua mobilità.

- *Probabilità d'impatto (impact probability, P_i)*, deriva dal prodotto della pericolosità per l'esposizione degli elementi a rischio. Nel caso di elementi statici come, ad esempio, un edificio, essendo il valore dell'esposizione uguale a 1, ne deriva l'uguaglianza tra probabilità d'impatto e pericolosità.
- *Valore degli elementi a rischio (worth of element at risk, W)*, il valore economico degli elementi a rischio; può esprimersi in termini monetari o in termini di numero di unità esposte ed è funzione del tipo di elemento, $W = f(E)$.

E' possibile eseguire una stima qualitativa del valore degli elementi a rischio: è questo il metodo più usato nella pianificazione di bacino in Italia. Il valore viene stimato suddividendo il territorio sulla base delle diverse zone urbanistiche, ed assegnando a ciascuna un valore relativo.

19.2.3 Vulnerabilità

La *Vulnerabilità (vulnerability, V)* è: “il grado di danneggiamento e/o perdita di un elemento a rischio determinato dall'occorrenza di un fenomeno potenzialmente pericoloso di una data intensità”. La valutazione della vulnerabilità comporta la comprensione delle interazioni tra il movimento franoso e l'elemento a rischio. Questa grandezza varia tra 0 (nessuna perdita) e 1 (perdita totale) ed è funzione delle caratteristiche degli elementi e dell'intensità del fenomeno:

$$V = f(E; I).$$

La vulnerabilità quindi deve essere valutata in modo differente al variare dei fenomeni pericolosi e per elementi a rischio differenti. In particolare, la vulnerabilità della vita umana e quella delle proprietà sono molto diverse: mentre una casa può avere uguale vulnerabilità nei confronti di una frana veloce ovvero di una frana lenta, le persone saranno più vulnerabili nel caso di un movimento veloce, dal quale non possono mettersi in salvo.

Esistono due approcci per la sua valutazione: un approccio quantitativo ed uno euristico. L'approccio quantitativo è finalizzato al calcolo di un valore numerico compreso tra 0 e 1; il calcolo è molto complesso a causa delle numerose variabili in gioco. Generalmente, si fa riferimento ad approcci del tipo euristico, che portano ad una stima qualitativa o semi-quantitativa della vulnerabilità espressa in *classi*; questi metodi si basano su stime soggettive o sull'utilizzo di matrici. Solitamente, in studi preliminari, la vulnerabilità viene posta, cautelativamente, uguale a 1, considerando la distruzione completa di un elemento interessato da una frana.

19.2.4 Danno potenziale

Il *Danno potenziale* (*potential worth of loss*, W_L), corrisponde al costo totale dei danneggiamenti e/o perdite subite a seguito dell'occorrenza di un fenomeno potenzialmente pericoloso: $W_L = V \times W$.

Per definizione l'entità delle perdite dipende dalle caratteristiche dell'elemento a rischio (valore e vulnerabilità) e dall'intensità del fenomeno (attraverso la vulnerabilità), non dipende quindi dalla probabilità di occorrenza del fenomeno, cioè dalla pericolosità. I danni potenziali possono essere diretti o indiretti: sono diretti, quando la perdita di funzionalità è causata dall'azione diretta sulla struttura fisica; sono indiretti, se le perdite di funzionalità sono causate dai legami esistenti tra l'elemento ed il sistema territoriale e socio-economico.

Per quanto riguarda un fenomeno naturale quale è una frana, possiamo distinguere *rischio specifico* (R_S) e *rischio totale* (R). Il primo viene definito come “il grado di perdita attesa quale conseguenza di un particolare fenomeno naturale di una data intensità”, è espresso in termini di probabilità annua, ed è funzione della pericolosità e della vulnerabilità $R_S = f(H; V)$.

Il rischio totale è definito come “il valore atteso delle perdite umane, dei feriti, dei danni alle proprietà e delle interruzioni delle attività economiche dovuti ad un certo fenomeno naturale”, ed è espresso in termini di costo annuo o quantità di unità perse per anno $R = f(H; W)$.

La valutazione quantitativa del rischio può essere condotta tramite l'utilizzo di formule che tengano conto della pericolosità e delle conseguenze dell'evento su eventuali elementi a rischio:

$$R_S = H \cdot E_S \cdot V = P_i \cdot V$$

e

$$R = R_S \cdot W = P_i \cdot W_L$$

dove: R = rischio totale; R_S = rischio specifico; H = pericolosità; E_S = esposizione al rischio degli elementi a rischio; V = vulnerabilità; P_i = probabilità di impatto = $H \cdot E_S$; W = valore degli elementi a rischio; W_L = danno potenziale.

L'analisi del rischio risponde alla domanda “cosa può succedere”, attraverso l'identificazione e l'analisi del fenomeno pericoloso (tipologia, intensità, probabilità di accadimento) e attraverso una stima delle conseguenze, sulla base degli elementi a rischio e della loro vulnerabilità.

19.3 Zonazione della pericolosità da frana

Le informazioni sulla pericolosità ed il rischio di frana di una certa area sono rappresentate solitamente per mezzo di carte, in cui vengono discretizzati, secondo classi diverse, i diversi livelli di pericolosità o rischio; tale differenziazione in classi è chiamata zonazione.

La zonazione della pericolosità da frana rappresenta l'elaborato di sintesi più utile ai fini della

pianificazione territoriale, in quanto, oltre a contenere informazioni circa l'attuale stato di dissesto di un'area, rappresenta, in senso probabilistico, la vocazione di un territorio al dissesto. È essenziale ricordare che, a livello di pianificazione, le carte di pericolosità comportano effetti normativi di grande rilevanza, poiché sulle zone individuate vengono imposti vincoli e limitazioni d'uso distinte secondo il grado di pericolosità.

Nel campo dell'analisi spaziale della pericolosità di frana un contributo fortissimo è stato dato dal progressivo sviluppo delle capacità di calcolo dei computer e dalla possibilità di utilizzare software GIS. I principali vantaggi derivanti dall'utilizzo di software GIS sono: l'opportunità di adottare tecniche di analisi altrimenti non utilizzabili, in virtù della capacità di eseguire calcoli su un gran numero di parametri e tabelle e la possibilità di sovrapporre ed incrociare dati territoriali (*map overlay*); nonché la possibilità di verificare i risultati ed eventualmente correggere i dati in entrata: l'utente può massimizzare i risultati attraverso processi denominati "*trial and error*", facendo girare il modello per molte volte fino a raggiungere i risultati attesi.

I metodi per suddividere il territorio sulla base di diversi livelli di pericolosità sono molti e possono essere ripartiti, sostanzialmente, in due tipologie principali: *metodi qualitativi* e *metodi quantitativi*. I primi sono soggettivi e pervengono a una zonazione della pericolosità in termini descrittivi; possiamo ricordare gli inventari delle frane, le carte di pericolosità derivate dalla cartografia geomorfologica e i metodi di sovrapposizione di carte tematiche indicizzate (indicizzazione delle cause). I metodi quantitativi sono generalmente basati su criteri oggettivi ed in teoria sono riproducibili, danno cioè risultati identici se applicati in situazioni diverse e producono stime numeriche della probabilità che in una certa zona si verifichi un fenomeno franoso. Appartengono a questa categoria i modelli statistici e i modelli deterministici.

19.4 Inventari delle frane

Gli inventari delle frane rivestono un ruolo fondamentale nello sviluppo e nella verifica del modello stesso. Gli inventari dei fenomeni franosi sono basati sulla fotointerpretazione e sull'indagine di campagna, eventualmente integrate dall'esame di fonti storiche. Il prodotto finale è una carta nella quale le frane vengono perimetrare e differenziate in base alla tipologia e allo stato di attività: essa fornisce la base per una previsione spaziale e tipologica dei fenomeni franosi e permette l'identificazione delle situazioni passibili di riattivazione. La trasposizione delle informazioni in termini di pericolosità è ottenuta attraverso valutazioni soggettive, basate sull'esperienza di ogni singolo rilevatore. Molte Autorità di Bacino, chiamate a dover individuare in tempi brevi le principali situazioni a rischio, hanno realizzato carte della pericolosità utilizzando le suddette carte inventario.

19.5 I Piani di bacino

Nel processo di redazione dei *Piani stralcio per l'Assetto Idrogeologico* (PAI) la fase di gestione e programmazione degli interventi assume una grande rilevanza, in quanto deve essere il più possibile organica e finalizzata a rendere efficace l'attuazione delle opere o delle norme necessarie per l'eliminazione o la mitigazione delle criticità individuate.

Tra gli atti finalizzati al conseguimento degli obiettivi che i Piani per l'Assetto Idrogeologico si prefiggono, si annoverano sia misure strutturali, aventi come scopo la riduzione della pericolosità, sia misure non strutturali, ovvero mirate alla conservazione di equilibri naturali.

Le Autorità di bacino si sono avvalse di differenti forme di azione per raggiungere l'obiettivo di determinare un quadro di interventi, da realizzarsi in modo graduale e per stadi successivi, capaci nel loro complesso di riportare il rischio esistente sul territorio a livelli accettabili.

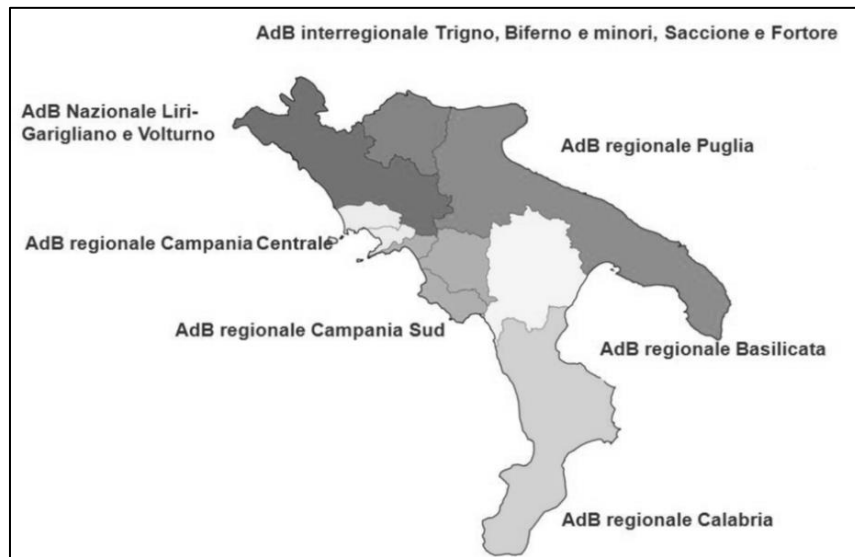
Gli interventi “strutturali”, agendo sulla pericolosità, tendono a ridurre la probabilità di accadimento dei fenomeni potenzialmente dannosi e si possono a loro volta suddividere in opere di tipo diffuso, realizzate alla scala dell'intero bacino idrografico, oppure localizzate. Possono avere funzione di difesa passiva di manufatti o infrastrutture, ma in genere sono privilegiate le operazioni di difesa attiva, le quali propongono sistemazioni dei fenomeni che danno origine alle situazioni di rischio.

Gli interventi “non strutturali” comprendono molteplici possibilità di azione, che riguardano soprattutto la fase di potenziamento delle attività conoscitive e di monitoraggio e l'introduzione di regolamentazioni a carattere normativo, con carattere di prescrizione a tempo indeterminato o con misure di salvaguardia temporanee.

Nel caso delle Autorità di bacino che hanno fatto uso degli areali di pericolosità per l'applicazione delle norme di utilizzo del territorio, l'individuazione delle classi di rischio è utilizzata al fine della programmazione degli interventi e per stabilire le priorità di realizzazione degli stessi.

A seguito di una drammatica serie di eventi catastrofici, fra i quali i più devastanti furono certamente l'alluvione in Piemonte dell'autunno del 1994, le colate di Sarno nel 1998, la tragedia del campeggio a Soverato, in Calabria, nel 2000 e, in quello stesso anno, l'eccezionale piena del Po, sono state introdotte alcune Leggi e Decreti, tra i quali ricordiamo la Legge n. 183/89 diretta ad indicare le linee essenziali per rimuovere le situazioni a rischio più elevato sul territorio nazionale. Questa Legge ha anche introdotto le “*Autorità di Bacino*” (nazionali, interregionali e regionali) che, di recente, sono state accorpate individuando le cosiddette “*Autorità di bacino Distrettuali*” o “*Distretti idrografici*” competenti su ampi territori. Con il Decreto legislativo n. 152/2006 sono stati individuati, a scala nazionale, 8 Distretti idrografici. Buona parte dell'Italia meridionale continentale ricade nella competenza del Distretto idrografico dell'Appennino

meridionale che si sviluppa per oltre 68.000 Km², interessando 7 regioni (Abruzzo, Basilicata, Calabria, Campania, Lazio, Molise e Puglia), 25 province, 1663 comuni con un popolazione di circa 14 milioni di abitanti.



Inquadramento geografico del Distretto Idrografico Appennino Meridionale.

Questo Distretto ha inglobato le competenze ed attività delle seguenti Autorità di Bacino attive fino al 2006: AdB Nazionale (Liri, Garigliano, Volturno), Regionali Campania centrale, Campania sud (ex Sinistra Sele), Calabria, Basilicata e Puglia.

19.6 Criteri adottati nella redazione delle carte di pericolosità e rischio da frana

L'analisi di suscettività al dissesto dei versanti, realizzata dalle diverse AdB, ha seguito differenti approcci, tutti però basati in primo luogo sul confronto incrociati dei seguenti tematismi di base:

- ✓ Geomorfologia;
- ✓ Litologia ed assetto strutturale del substrato;
- ✓ Spessori e caratteristiche dei depositi di copertura;
- ✓ Idrogeologia;
- ✓ Uso del suolo;
- ✓ Una serie di aspetti morfologici derivati dal Modello Digitale del Territorio (DTM), ricavato dalla topografia vettoriale disponibile; si tratta in particolare dell'acclività, dell'esposizione dei versanti, del parametro "curvatura" (caratteristica geometrica del versante che tende ad identificare le zone a maggiore convessità o concavità, corrispondenti rispettivamente alle zone morfologicamente predisposte a fenomeni franosi);

Gli elementi di cui sopra rappresentano i parametri di tipo geografico-fisico, geologico-geomorfologico ed ambientali, fra quelli previsti negli attuali standard dei Piani di Bacino, che maggiormente condizionano la dinamica di versante.

Ai diversi elementi sopra elencati sono stati attribuiti *pesi diversi*, in funzione delle diverse problematiche di instabilità da affrontare. I pesi utilizzati, calibrati per passi successivi in funzione dei risultati delle elaborazioni preliminari, sono infine stati normalizzati.

Quanto sopra ha consentito di redigere Carte della pericolosità (in scala 1:5.000), suddividendo il territorio in 4 classi, in funzione della presunta intensità dei fenomeni attesi e così classificate:

- ✓ *P4 = pericolosità molto elevata;*
- ✓ *P3 = pericolosità elevata;*
- ✓ *P2 = pericolosità media;*
- ✓ *P1 = pericolosità bassa o trascurabile.*

Le aree a diverso grado di pericolosità sono così definite:

- ✓ *Pericolosità molto elevata (P4).* Aree caratterizzate dalla presenza di fenomeni di dissesto attivi, da fenomeni di dissesto attualmente quiescenti ma con elevata probabilità di riattivazione, a seguito della presenza di evidenze manifeste di fenomeni di dissesto potenziale o della concomitanza di più fattori con caratteristiche fortemente predisponenti al dissesto (acclività, spessori consistenti di depositi sciolti di copertura, caratteristiche strutturali del substrato roccioso, caratteristiche idrogeologiche e contrasti di permeabilità, condizioni attuali di uso del suolo. Comprendono inoltre settori di territorio prossimi ad aree interessate da dissesti attivi o potenzialmente riattivabili, aree di possibile transito e/o accumulo di flussi detritico fangosi provenienti da dissesti innescatisi a monte ed incanalati lungo direttrici delimitate dalla morfologia, oltre ad aree di possibile transito e/o recapito di materiali provenienti da dissesti di diversa tipologia, innescatisi a monte ed anche non convogliati lungo direttrici delimitate dalla morfologia.
- ✓ *Pericolosità elevata (P3).* Aree caratterizzate dalla presenza di fenomeni di dissesto quiescenti e/o inattivi, da limitate evidenze di fenomeni di dissesto potenziale o dalla concomitanza di più fattori predisponenti al dissesto (acclività, spessori consistenti di depositi sciolti di copertura, caratteristiche strutturali del substrato roccioso, caratteristiche idrogeologiche e contrasti di permeabilità, condizioni attuali di uso del suolo), o dalla prossimità ad aree interessate da dissesti attivi o potenzialmente riattivabili.
- ✓ *Pericolosità media (P2).* Aree caratterizzate da scarse evidenze di fenomeni di dissesto potenziale o dalla presenza di alcuni dei fattori predisponenti al dissesto (acclività, spessori consistenti di depositi sciolti di copertura, caratteristiche strutturali del substrato roccioso,

caratteristiche e contrasti di permeabilità, condizioni attuali di uso del suolo), o dalla prossimità ad aree interessate da dissesto.

- ✓ *Pericolosità bassa o trascurabile (P1)*. Aree di ambito sub-pianeggiante, collinare o montuoso in cui si rilevano scarse o nulle evidenze di dissesto in atto o potenziale e scarsa o nulla dipendenza dagli effetti di fenomeni di dissesto presenti in aree adiacenti e nelle quali non si rilevano significativi fattori predisponenti al dissesto (acclività, spessori consistenti di depositi sciolti di copertura, caratteristiche strutturali del substrato roccioso, caratteristiche e contrasti di permeabilità, condizioni attuali di uso del suolo).

Sullo stesso elaborato cartografico si sono inoltre riportate:

- *Aree interessate da possibili fenomeni di crollo in cavità sotterranee*. Aree caratterizzate dalla presenza nel sottosuolo di materiale saldato di origine vulcanica, interessato da cavità di origine naturale o antropica, le cui pareti possono dare origine a fenomeni di crollo con ripercussioni in superficie.

La *Carta delle aree a rischio di frana* è stata ottenuta sovrapponendo la Carta della pericolosità, con la Carta degli insediamenti, delle attività antropiche e del patrimonio ambientale (*Vulnerabilità*), valutata tramite l'analisi delle carte degli strumenti urbanistici, che permettono di evidenziare quelli che vengono definiti “elementi di rischio”, cioè gli elementi fisici per i quali deve essere valutata l'esistenza di possibili rischi in seguito al verificarsi di una frana. In tale ambito sono individuati in senso generale:

- ✓ Gli agglomerati urbani, comprese le zone di espansione urbanistica, le aree su cui insistono insediamenti produttivi, impianti tecnologici di rilievo e tutti gli elementi legati alla presenza antropica definiti a rischio ai sensi di legge;
- ✓ Le infrastrutture a rete e le vie di comunicazione di rilevanza strategica, il patrimonio ambientale ed i beni culturali di interesse rilevante;
- ✓ Le aree sedi di servizi pubblici e privati, di impianti sportivi e ricreativi, le strutture ricettive e le infrastrutture primarie.

La vulnerabilità decresce passando da aree residenziali ad aree industriali ed infine ad aree agricole.

Il procedimento analitico che ha portato alla redazione della Carta delle aree a rischio da frana, è stato sviluppato in automatico sovrapponendo, nell'ambito del GIS, la Carta della suscettività da frana e delle aree di possibile invasione con la Carta degli insediamenti, delle attività antropiche e del patrimonio ambientale.

Le aree sono state pertanto classificate secondo quattro livelli di rischio, in funzione sia del fattore di pericolo intrinseco dell'evento naturale, che in relazione all'uso del territorio e quindi alla presenza degli elementi di valore.

I diversi gradi di rischio si sono determinati attraverso una matrice nella quale si sono posti in relazione le classi di pericolosità (susceptività) con le classi degli elementi a rischio, così come desunte dalla Carta degli insediamenti, delle attività antropiche e del patrimonio ambientale.

Come già evidenziato, l'analisi è stata effettuata ponendo a confronto gli elementi a rischio con le aree del bacino caratterizzate da diverse classi di pericolosità. La matrice di intersezione utilizzata può essere così schematizzata:

GRADI DI RISCHIO				
ELEMENTI A RISCHIO	PERICOLOSITÀ			
	Pericolosità bassa o trascurabile (P1)	Pericolosità media (P2)	Pericolosità elevata (P3)	Pericolosità molto elevata (P4)
ER4	R1	R1	R1	R1
ER3	R1	R2	R2	R3
ER2	R1	R2	R3	R4
ER1	R1	R3	R4	R4

Pertanto, sulla base di tale intersezione, si sono in definitiva ottenute le seguenti quattro classi di rischio:

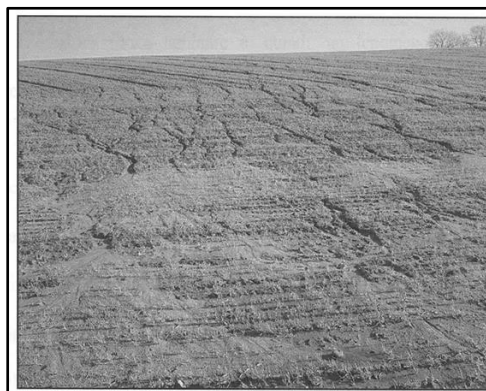
- *Rischio moderato (R1)*, per il quale i danni sociali, economici e al patrimonio ambientale sono marginali;
- *Rischio medio (R2)*, per il quale sono possibili danni minori agli edifici, alle infrastrutture e al patrimonio ambientale. Tali danni non pregiudicano tuttavia l'agibilità degli edifici e la funzionalità delle attività economiche;
- *Rischio elevato (R3)*, per il quale sono possibili problemi per l'incolumità delle persone, danni funzionali agli edifici e alle infrastrutture con conseguente inagibilità degli stessi, danni rilevanti al patrimonio ambientale e l'interruzione della funzionalità delle attività socio-economiche;
- *Rischio molto elevato (R4)*, per il quale sono possibili perdite di vite umane, danni gravi agli edifici ed alle infrastrutture ed al patrimonio ambientale e la distruzione delle attività.

20 PROCESSI EROSIVI

20.1 Premessa

Oltre alle frane precedentemente descritte, i versanti possono essere interessati anche da processi erosivi che asportano la copertura di suolo, ostacolando le funzioni essenziali che esso svolge, quali: la crescita della vegetazione, la ritenzione delle acque piovane, il deposito di elementi nutrienti ed il ricovero di organismi animali e vegetali.

Rientrano nella categoria dei processi erosivi tutti quei fenomeni superficiali di movimenti dei versanti che, essendo privi di una vera e propria superficie di rottura, non possono essere annoverati tra le frane *stricto sensu*. Nelle aree interessate da questi fenomeni prevalgono processi di erosione accelerata legati soprattutto al dilavamento del suolo ad opera delle acque ruscellanti. L'erosione idrica è un meccanismo complesso che dipende dall'interazione di diversi fattori, quali: la pendenza dei versanti, le caratteristiche climatiche delle aree interessate, la forma e le caratteristiche del reticolo di drenaggio, la natura e le caratteristiche della copertura vegetale, nonché l'uso del suolo (pratiche agricole). La combinazione di questi fattori determina l'entità dei fenomeni di distacco delle particelle di suolo, l'apporto solido al reticolo fluviale e il deposito eventuale finale dei sedimenti nei laghi, mari, ecc. L'erosione idrica si può manifestare per impatto diretto delle gocce d'acqua su suoli non protetti o scarsamente protetti dalla vegetazione (*splash erosion*), oppure per asportazione laminare del suolo su superfici a bassa pendenza (*sheet erosion*) o anche per asportazione delle particelle di terreno in corrispondenza delle testate dei corsi d'acqua (canali di I ordine) laddove si cominciano ad individuare le prime depressioni che poi confluiscono nella vera e propria rete idrografica (*rill erosion*).



Processi di *rill erosion* su un versante a bassa pendenza.

Nell'ambito dei processi erosivi rientrano i “calanchi” che sono forme di erosione lineare accelerata che interessano soprattutto terreni argillo-limosi (Argille azzurre). A causa delle acque ruscellanti, si formano vallecicole ripide separate da creste aguzze con versanti denudati ed in rapida

evoluzione. L'acqua piovana agendo sull'argilla asporta le lamelle già distaccatesi durante la stagione secca, le disgrega e le porta via previa imbibizione superficiale. Agendo sul fondo del canale, lungo l'asse della vallecchia, l'acqua dotata di sufficiente energia e di capacità di trasporto, tende ad approfondire il solco, aggravando progressivamente il processo.



Processi calanchivi che interessano un esteso versante.

20.2 Apporto solido dai versanti e trasporto dei sedimenti nei corsi d'acqua

La stima dell'erosione che il suolo può subire ad opera soprattutto delle acque superficiali può essere *qualitativa* e *quantitativa* ed assume una notevole rilevanza in diversi campi applicativi (stabilità dei versanti, agronomia, ingegneria idraulica e naturalistica). In termini di valutazione qualitativa, si può far riferimento in primo luogo a “*Scale di erodibilità*” che classificano le diverse rocce e terreni in base alle loro caratteristiche litologiche e petrografiche. Dette scale hanno solo un valore indicativo, di larga massima, poichè l'erosibilità può variare molto in dipendenza delle diverse condizioni locali di tipo geomorfologico, idrologico, geostrutturale, ecc.

<i>Erodibilità bassissima</i>	Rocce eruttive e metamorfiche con elevate resistenze meccaniche e poco fratturate.
<i>Erodibilità bassa</i>	Rocce carbonatiche con percentuali di carbonati superiori al 65%.
<i>Erodibilità media</i>	Rocce clastiche compatte e coerenti (“rocce tenere”).
<i>Erodibilità medio-alta</i>	Rocce metamorfiche alterabili in “argille”, rocce stratificate e scistose con intercalazioni argillose o degradabili in “argille”.
<i>Erodibilità alta</i>	Rocce argillose o a cemento argilloso, pseudocoerenti, con percentuali di carbonati inferiori al 35%.
<i>Erodibilità altissima</i>	Rocce clastiche incoerenti: cataclasi (dolomie arenizzate, farinose, ecc.), ghiaie, sabbie, limi, detriti di falda, morene sabbiose, sabbioni da disfacimento dei graniti.

Esempio di scala di erodibilità delle rocce.

In termini di valutazione quantitativa, l'erosione può essere, invece, stimata facendo riferimento al “*trasporto solido*” dei corsi d'acqua. Il trasporto dei materiali ad opera dei fiumi avviene secondo tre diverse modalità: trasporto in sospensione (o *trasporto torbido*); trasporto per trascinamento sul fondo; trasporto in soluzione. Di solito, nelle valutazioni quantitative si utilizza il trasporto torbido in quanto esso costituisce una notevole percentuale del materiale trascinato meccanicamente dai corsi d'acqua (circa il 50% in climi aridi o semiaridi, e fino ad oltre il 90% in climi umidi).

Diversi Autori hanno tentato di correlare, mediante formule empiriche, l'entità del trasporto torbido a parametri quali le piogge o le portate dei corsi d'acqua. Tra questi si possono citare i metodi di Fournier e Capozza.

Il *metodo di Fournier* si basa su una correlazione tra l'Indice di capacità erosiva (k) e il Coefficiente orografico. k è dato dal rapporto p^2/P , dove p rappresenta le precipitazioni medie mensili (in mm) del mese più piovoso e P le precipitazioni totali annue (in mm); questo parametro esprime il regime delle precipitazioni e quindi è correlabile alle variazioni del trasporto torbido al variare delle condizioni pluviometriche. Il “coefficiente orografico” è espresso invece da $(H \tan \alpha)$, essendo H la quota media del bacino idrografico e $\tan \alpha$ il suo *coefficiente di massività* (quest'ultimo si ottiene dividendo la quota media del bacino per la sua superficie). Il coefficiente orografico quindi tiene conto delle due variabili più comuni del rilievo, ossia la quota e la pendenza dei versanti.

Combinando l'indice k al coefficiente orografico, si ottiene la seguente espressione empirica del trasporto torbido (E):

$$E = 2,65 \log p^2/P + 0,46 H \tan \alpha - 1,56.$$

Il *metodo di Capozza* correla la morfologia e litologia dei versanti al trasporto solido, proponendo una relazione tra questi parametri e le portate fluviali (Q). In base a numerosi dati sperimentali, i valori della torbidità specifica giornaliera (T_s , in kg/m^3), risultano legati ai valori medi delle corrispondenti portate liquide (Q) dalla regressione:

$$\log T_s = 2,98 + 2,05 \log Q.$$

Sia il metodo di Fournier che quello di Capozza sono approssimati e validi per aree geografiche molto ampie (svariate migliaia di chilometri quadrati). Essi servono soprattutto per effettuare delle comparazioni tra estesi bacini idrografici.

Le misure di trasporto torbido (o anche per trascinamento al fondo), devono essere effettuate mediante opportune apparecchiature disposte in bacini attrezzati, quali le trappole per sedimenti o la marcatura dei ciottoli trascinati dalla corrente idrica. Raramente, si possono reperire dati già acquisiti o pubblicati. Ad esempio, nelle pubblicazioni periodiche dell'ex Servizio Idrografico e

Mareografico Italiano (S.I.M.I.) che vanno sotto il nome di Annali idrologici (parte seconda) è possibile trovare dati su:

la *portata torbida* (in Kg/s), che rappresenta la quantità in peso dei materiali in sospensione passanti per una data sezione fluviale nell'unità di tempo;

il *deflusso torbido* (espressa in tonnellate), ossia il materiale trasportato in un dato intervallo di tempo (generalmente 1 anno);

la *torbidità specifica* (in Kg/m³), ossia il rapporto tra i valori della portata torbida e di quella liquida, misurate contemporaneamente alla stessa stazione;

il *deflusso torbido unitario* (in T/km²), ovvero la quantità di materiale trasportato in sospensione per unità di superficie del bacino, sotteso da una data stazione di misura.

Il *deflusso torbido unitario medio annuo* (T_u , in T/Km²) è il parametro più utilizzato, poichè è riferito all'unità di superficie e quindi indipendente dall'ampiezza totale del bacino di drenaggio. Esso inoltre consente di effettuare dei confronti anche tra bacini idrografici di diversa estensione.

I - VOLTURNO ad AMOROSI

CARATTERISTICHE DELLA STAZIONE: a) Bacino di dominio km² 2015,0 (parte permeabile 90 %); altitudine max m 2241 s.m., media m 540 s.m.; distanza dalla foce km 85 circa; inizio osservazioni torbiometriche 1957; b) Idrometro-grafo di riferimento presso ponte stradale; quota zero: m 35,12 s.m.; c) Portata torbida (1957 ÷ 63); annua media kg/s. 44,50; torbidità specifica: annua media kg/m³ 1.280; deflusso torbido tonn./km² 695,00.

ELEMENTI CARATTERISTICI PER L'ANNO 1963													
	ANNO	Gennaio	Febbraio	Marzo	Aprile	Maggio	Giugno	Luglio	Agosto	Settem.	Ottobre	Novem.	Dicem.
Max	kg/m ³	5.690	2.080	1.720	1.590	0.580	0.510	0.133	0.130	0.212	0.851	2.980	5.690
	kg/s	3230.00	1050.00	894.00	276.00	66.10	11.40	4.72	1.37	3.07	20.80	52.20	3230.00
Min.	kg/m ³	0.008	0.160	0.140	0.120	0.040	0.040	0.020	0.011	0.008	0.008	0.018	0.048
	kg/s	0.06	4.58	5.60	1.94	0.60	0.52	0.16	0.06	0.08	0.08	0.18	0.33
Med.	kg/m ³	1.140	1.130	1.110	0.634	0.195	0.135	0.064	0.038	0.028	0.177	0.781	2.290
	kg/s	52.80	136.00	185.00	25.10	6.40	1.90	0.79	0.37	0.32	2.20	7.62	230.00
10 ³ tonn.		1650.00	364.00	448.00	67.20	16.60	5.09	2.05	0.99	0.86	5.70	20.40	616.00
tonn./km ²		819.00	181.00	222.00	33.30	8.24	2.53	1.02	0.49	0.43	2.83	10.10	306.00

ELEMENTI CARATTERISTICI PER IL PERIODO 1957 ÷ 1962													
Max	kg/m ³	17.000	3.710	2.850	2.000	1.820	0.990	0.850	0.270	0.980	1.480	8.160	12.400
	kg/s	6080.00	1120.00	892.00	879.00	230.00	46.20	12.90	2.92	11.60	6089.00	4190.00	3580.00
Min.	kg/m ³	0.001	0.004	0.002	0.001	0.003	0.001	0.010	0.003	0.007	0.012	0.012	0.054
	kg/s	0.01	0.08	0.03	0.02	0.05	0.01	0.11	0.03	0.06	0.06	0.08	0.42
Med.	kg/m ³	1.290	1.020	0.983	0.719	0.325	0.137	0.109	0.035	0.081	0.238	2.780	1.780
	kg/s	43.10	53.30	40.20	36.70	11.80	2.52	1.26	0.32	0.68	2.02	67.40	134.00
10 ³ tonn.		1360.00	143.00	97.30	98.30	30.60	6.75	3.27	0.86	1.82	5.24	181.00	359.00
tonn./km ²		675.00	71.00	48.30	48.80	15.20	3.35	1.62	0.43	0.90	2.60	89.83	178.00

T_u medio ANNUO

Esempio di dati di trasporto torbido pubblicati negli Annali idrologici del S.I.M.I. (solo per alcuni grandi bacini idrografici italiani).

La valutazione quantitativa del materiale trasportato in sospensione nei corsi d'acqua, che quindi viene eroso dai versanti e trasportato al mare (o nei laghi/invasi) o si deposita nelle aste fluviali stesse, può essere effettuata oltre che con metodi idraulici anche con altri approcci di tipo geomorfologico oppure facendo ricorso all'indicizzazione numerica dei parametri che governano

il fenomeno. In questa sede, per brevità, faremo riferimento al “*metodo dell’analisi geomorfica quantitativa*” dei reticoli idrografici e a quello cosiddetto *Revised Universal Soil Loss Equation* (RUSLE).

20.3 Analisi geomorfica quantitativa dei reticoli idrografici

E’ basata sull’analisi di parametri geomorfologici dei bacini idrografici ed utilizza fondamentalmente la gerarchizzazione dei reticoli (*criterio di Horton-Strahler*, vedi paragrafo 6.4). I parametri principali che si prendono in considerazione sono raggruppati nelle seguenti categorie: lunghezza e geometria del reticolo idrografico; forma ed area del bacino; correlazioni tra il reticolo idrografico e l’area del bacino stesso; caratteristiche morfologiche del bacino. L’analisi morfometrica di un bacino richiede la disponibilità di carte topografiche a grande scala (per esempio 1/25.000) e/o foto aeree, pure a grande scala. Il procedimento prevede preliminarmente la classificazione numerica dei canali che costituiscono il reticolo idrografico (cfr. par. 6.4.1). Per la valutazione del trasporto torbido occorre poi calcolare i seguenti parametri: il “*gradiente medio di pendio*” dei segmenti fluviali; la “*densità di drenaggio*”, e la “*gerarchizzazione*” del reticolo.

Il gradiente di pendio (t) dei canali è il rapporto tra il dislivello dei punti estremi e la lunghezza lineare di ogni segmento fluviale. Esso influenza direttamente la capacità di trasporto dei corsi d’acqua. Questo parametro può essere calcolato anche per aree parziali di uno stesso bacino. Lo sviluppo del drenaggio può essere espresso dal parametro “*densità di drenaggio*” (D) definita come il rapporto tra la lunghezza delle aste fluviali di un bacino e l’area di quest’ultimo. Esso dipende dalla permeabilità ed erodibilità dei terreni affioranti. Inoltre è legata alla copertura vegetale.

Lo stato di organizzazione e quindi di evoluzione dei reticoli idrografici può essere espresso dal loro stato di “*gerarchizzazione*”.

In base a dati di trasporto torbido, sono state proposte alcune correlazioni sperimentali che legano il trasporto torbido alla densità di drenaggio (D). Le principali sono le seguenti:

$$\log Tu = 0,35312 D + 1,43225$$

essa è valida nei casi di bacini con valori della densità di drenaggio $D < 6$.

Invece, per valori di $D > 6$ si utilizza la seguente relazione:

$$\log Tu = 2,93936 \log D + 1,13430$$

In questo secondo caso, infatti, ad un aumento della D non corrisponde un aumento esponenziale del Tu , come avviene invece con la prima correlazione.

L' equazione che lega il trasporto torbido contemporaneamente alla densità di drenaggio ed al gradiente medio di pendio (t) dei segmenti fluviali, è la seguente:

$$\log Tu = 0,32474 D + 0,00794 t + 1,43206$$

Utilizzando le espressioni precedenti, nelle quali le grandezze caratteristiche dei reticoli idrografici sono stati ottenuti mediante GIS, sono stati ottenuti i valori di deflusso torbido unitario per alcuni grandi bacini idrografici italiani. Questi dati calcolati sono stati confrontati con quelli ricavati dal SIMI, ottenuti da misure in campo. Tenuto conto delle aree dei bacini stessi, questi valori sono stati espressi in millimetri di suolo asportato, in media annua.

BACINO IDROGRAFICO	DEFLUSSO TORBIDO UNITARIO	
	Ton/ha	mm
Po, a Pontelagoscuro	2,58	0,18
Simeto, a Giarretta	7,40	0,53
Reno, a Casalecchio	11,30	0,81
Savio, a San Vittore	17,90	1,23
Volturno, ad Amorosi	7,35	0,52
Sinni, a Valsinni	22,30	1,59
Arno, alla foce	2,94	0,21
Adige, alla foce	0,91	0,065
Elsa, alla foce	-	1,0
Tevere, a Roma	4,73	0,34
Ofanto, a Rocchetta	4,92	0,35

Valori del deflusso torbido unitario (espresso in tonnellate per ettaro ed in millimetri di suolo asportato), per alcuni bacini idrografici italiani.

Al fine di avere un'idea della maggiore o minore capacità erosiva delle acque incanalate in questi bacini, che come noto dipende anche dalle caratteristiche litologiche dei terreni e rocce affioranti, dalla copertura vegetale e dalle condizioni climatiche delle aree indagate, si riporta di seguito una tabella di classificazione della erodibilità, in funzione dello spessore di terreno asportato.

Bassa erosione (terreni ben difesi)	0,001 - 0,05 mm
Media erosione	0,05 - 0,25 mm
Elevata erosione (terreni degradati)	> 0,25 mm

Classificazione di erodibilità dei terreni, in base agli spessori di suolo asportato.

20.4 Il metodo RUSLE (*Revised Universal Soil Loss Equation*)

E' un metodo empirico sviluppato in America settentrionale per calcolare la perdita di suolo in aree interessate dalla coltivazione intensiva di specie erbacee ed applicato anche ai versanti e/o bacini idrografici. L'espressione adoperata è la seguente:

$$A = R \times K \times LS \times C \times P$$

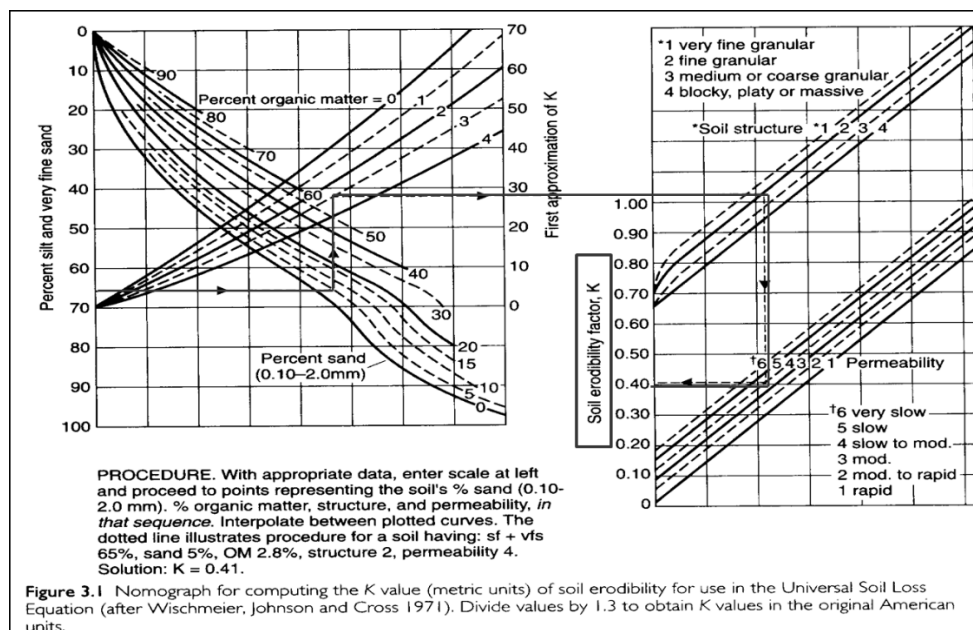
dove: A = perdita annuale media di suolo (in Tonnellate/Acro/Anno); R = fattore di erosività; K = fattore di erodibilità; LS = fattore topografico; C = fattore di copertura vegetale; P = fattore delle tecniche di difesa adoperate. Si ricorda che 1 acro corrisponde a circa 4047 m².

L'equazione è stata ottenuta in base a numerose prove su parcelle sperimentali in condizioni standard, ovvero considerando un campo coltivato con pendenza uniforme pari al 9%, lunghezza di 22,13 m, con “*maggese lavorato a rittochino*” e tenuto libero dalla vegetazione per almeno 2 anni. Si precisa che il *maggese* è un trattamento agricolo in base al quale un terreno o un campo viene lasciato per qualche tempo in riposo senza essere seminato, pur essendo concimato e lavorato con una certa frequenza, affinché torni fertile. La lavorazione del terreno viene detta “a rittochino”, quando le arature si sviluppano seguendo le linee di massima pendenza del versante e quindi in senso ortogonale alle curve di livello in modo da favorire il rapido deflusso delle acque meteoriche per evitare che si infiltrino in quantità eccessive nel terreno.

In tali condizioni, si ottiene $K = A/R$.

Il valore di *erodibilità* K è funzione di 5 parametri: a) Percentuale di limo + sabbia molto fine (granulometria compresa tra 0,002 e 0,1 mm); b) Percentuale di sabbia (nella classe granulometrica 0.1-2 mm); c) Contenuto di sostanza organica; d) Struttura del suolo (granulare molto fine <1 mm); granulare fine (1-2 mm); granulare media o grossolana (>2 mm); blocchetti, lamelle o massivo; e) Drenaggio interno, distinguendo le seguenti classi (1. rapido (>12 cm/h); 2. da moderatamente rapido a rapido (6-12 cm/h); 3. moderato (2-6 cm/h); 4. da lento a moderato (0.5-2 cm/h); 5. lento (0.1-0.5 cm/h); 6. molto lento (<0.1 cm/h)).

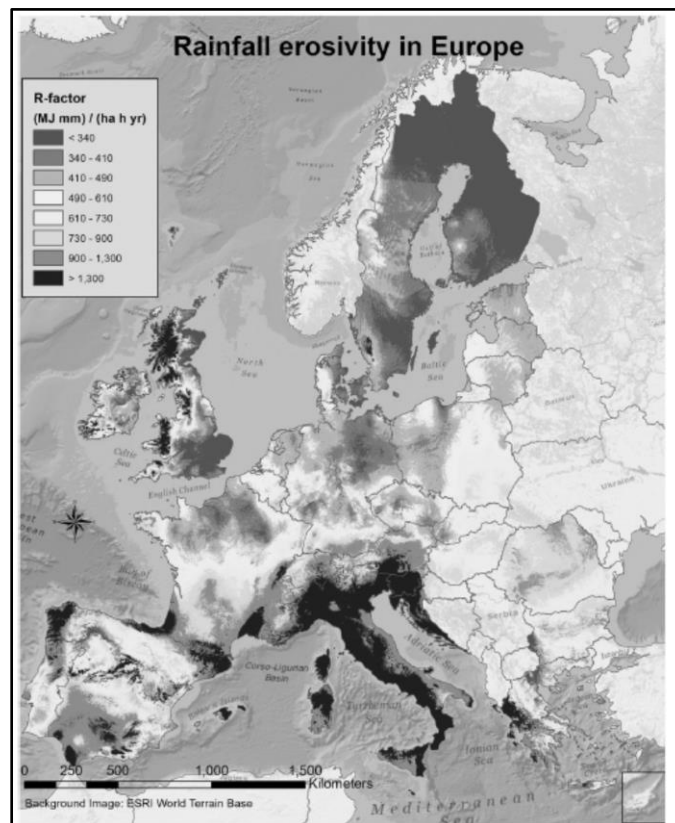
Una volta ottenuti i valori dei 5 parametri, sulla base di analisi granulometriche e di analisi chimiche per la definizione della sostanza organica presente nel suolo, il valore di K si può ricavare utilizzando, per semplicità, un apposito normogramma (vedi figura successiva).



Normogramma per la stima di K . Sulle figure è rappresentato un percorso (linee con le frecce) che consente di giungere alla definizione di K , conoscendo i valori sperimentali dei parametri.

Si entra nel normogramma individuando il valore più opportuno di (a), si procede fino alla curva che descrive il tenore di (b), poi si segue il percorso indicato dalle frecce fino al valore di (c). In questo modo si stabilisce un primo valore approssimato di K . Si procede poi in direzione del secondo grafico della figura, fino alla curva che meglio descrive il parametro (d) e poi alla curva descrittiva del parametro (e). Svoltando quindi a 90° verso sinistra, si individua il valore finale di K riportato sulle ordinate del secondo grafico.

Il fattore di *erosività* R , tiene conto della capacità erosiva della pioggia, in base all'intensità della stessa (in mm/h) e calcolando l'energia cinetica unitaria dovuta alle gocce d'acqua. In genere si fa riferimento ad un valore medio annuo di R , ricavato elaborando i dati di precipitazione di stazioni di misura relative ad un intervallo pluriennale. Per gli USA e per altre parti del mondo sono disponibili carte di isoerosività che consentono una rapida valutazione, seppure orientativa, dell'indice R relativo ad una determinata area.



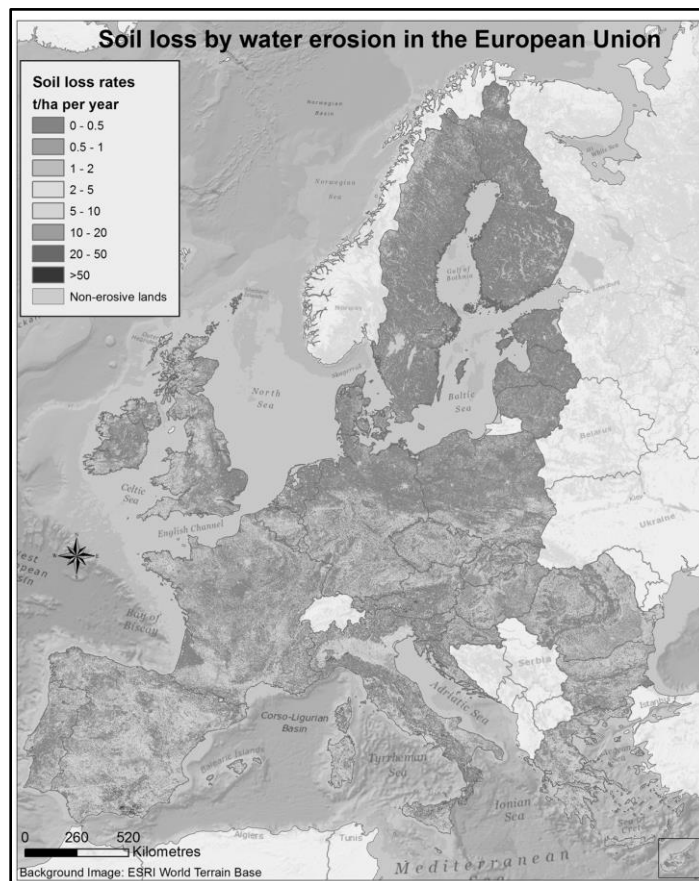
Mappa del fattore R per l'Europa. In questa mappa, R è espresso in $\text{MJ mm ha}^{-1} \text{hr}^{-1} \text{yr}^{-1}$ (MegaJoule per mm di pioggia/ettaro per ora per anno).

Il fattore di *copertura vegetale* C dipende dalle pratiche colturali, dallo sviluppo della vegetazione, dalla resa produttiva. Esistono apposite tabelle che forniscono valori di C validi in particolare per il territorio degli USA, tenendo conto di vari fattori quali tipo ed altezza della chioma, percentuale della superficie ricoperta da vegetazione, tipo di tappeto erbaceo, percentuale del tappeto erbaceo

superficiale, periodo dell'anno ecc. Per l'Italia è possibile far riferimento alle mappe *Corine Land Cover* (<http://www.isprambiente.gov.it/it/temi/biodiversita/documenti/corine-land-cover-clc>) che riportano le caratteristiche di copertura e uso del territorio, con particolare attenzione alle esigenze di tutela ambientale.

Il fattore pratiche conservative *P*, esprime l'influenza delle tecniche di sistemazione del suolo (scoline, terrazzamenti, ecc.) e delle diverse pratiche colturali (metodo di aratura, spianamenti, ecc.). In genere, si hanno: coltivazione a rittochino, coltivazioni a traversopoggio, su versanti con pendenza <10%; coltivazioni a traversopoggio, su versanti con pendenza tra 18 e 24%. Anche in questo caso, come per il fattore *C*, esistono apposite tabelle e mappe che riportano il valore di *P* da assumere in funzione delle diverse pratiche adoperate.

A completamento di questo paragrafo, si riporta nella figura successiva la mappa di perdita di suolo per l'Europa, ricavata applicando il metodo RUSLE precedentemente descritto.



Mappa di perdita di suolo (in T/ettaro per anno) per l'Europa, ricavata applicando il metodo RUSLE. Per approfondimenti e per visionare le mappe a colori, si rinvia al sito: <https://esdac.jrc.ec.europa.eu/themes/soil-erodibility-europe>

Come tutti i metodi che si possono utilizzare per calcolare la perdita di suolo a causa dell'erosione, anche il metodo RUSLE ha dei limiti, che possono così di seguito sintetizzarsi: è empirico; la sua base di dati, sebbene ampia, è ristretta agli Stati Uniti ad Est delle Montagne Rocciose; considera



soltanto l'erosione laminare e quella per piccoli canali, ma non quella per fossi o per erosione calanchiva; non calcola il materiale ridepositato nel reticolo fluviale; la procedura di calcolo del fattore di erosività della pioggia R , a rigore, non è estendibile a tutti i climi.

21. MITIGAZIONE DEL RISCHIO DA FRANA

21.1 Premessa

La presenza di ampie aree a rischio di frana pone su gran parte del territorio italiano rilevanti problemi di sicurezza. Nell'ambito degli insediamenti esistenti sussiste talvolta una insostenibile minaccia alla vita umana ed alle attività produttive e logistiche; nelle aree libere da insediamenti gli elevati livelli di pericolosità comportano limitazioni allo sviluppo urbanistico ed economico.

La necessità di mitigare il rischio di frana è contrastata dalla limitatezza delle risorse economiche, a cui si può far fronte ricorrendo ad una vasta gamma di strategie, non limitate agli interventi di stabilizzazione che rappresentano la soluzione più onerosa ed a volte, per questo motivo, meno praticabile.

In generale il rischio di frana può essere mitigato oltre che con interventi di stabilizzazione che incrementano il margine di sicurezza del pendio o intercettano il corpo di frana (*interventi strutturali*), con limitazioni d'uso del territorio (di tipo urbanistico) che riducono la presenza stabile di elementi a rischio sull'area minacciata dalla frana (*interventi non strutturali*) e provvedimenti di Protezione Civile che consentono in tempi adeguati l'allontanamento della popolazione e degli elementi a rischio di maggiore valore dall'area minacciata (*piani di emergenza*). Gli interventi di stabilizzazione possono essere suddivisi in *attivi* o *passivi*. Gli interventi attivi mirano ad elevare la stabilità del pendio mediante la costruzione di opere di ingegneria civile in grado di incrementare il coefficiente di sicurezza del pendio. Gli interventi passivi intercettano la massa franata durante il suo percorso, proteggendo le strutture e le infrastrutture poste a valle.

21.2 Interventi di stabilizzazione: interventi attivi

Gli interventi attivi possono essere realizzati nelle zone in cui è possibile delimitare con affidabilità il corpo di frana in atto o potenziale ed accedere alla frana con le macchine operatrici.

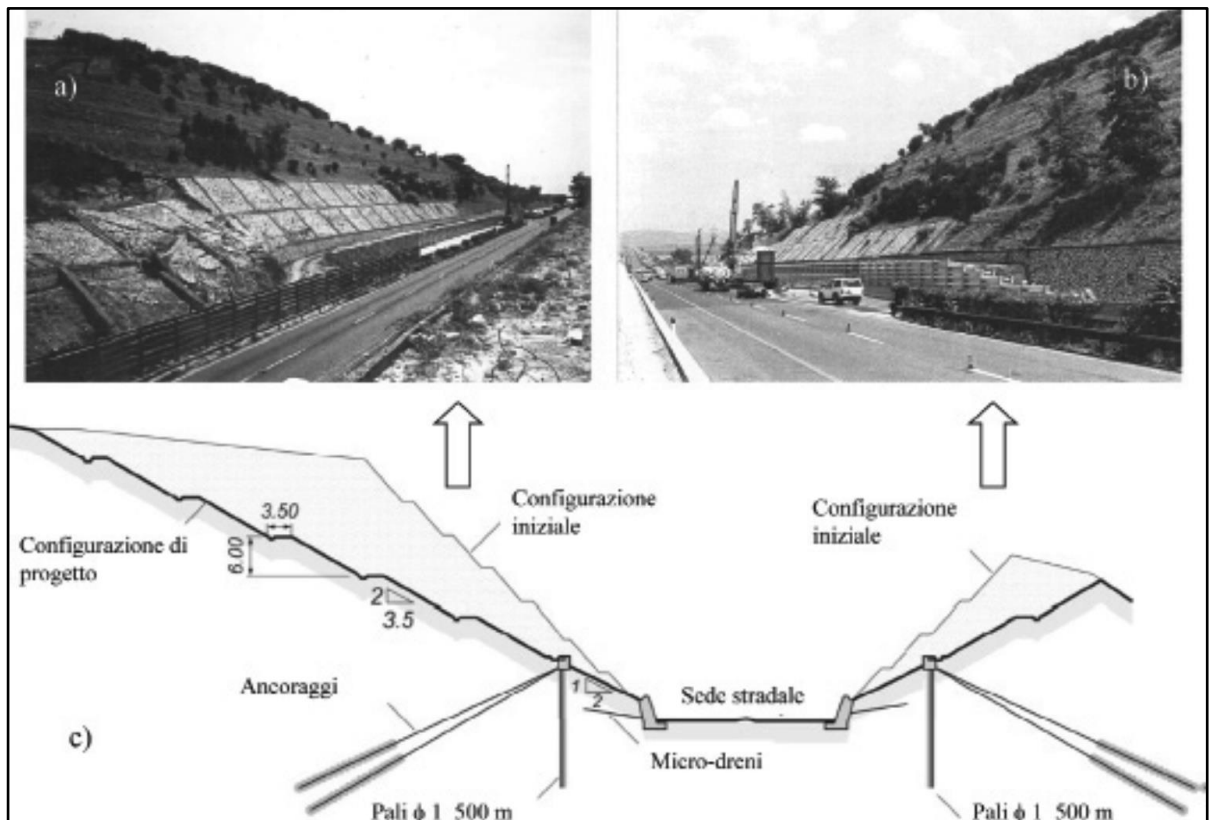
Questi interventi comportano il miglioramento delle condizioni di sicurezza del versante e sono dimensionati a partire dall'analisi di stabilità. I fattori da considerare sono numerosi e di difficile valutazione, in particolare: l'esistenza, la posizione e la forma della superficie di scorrimento, il regime delle acque nel sottosuolo ed i parametri di resistenza del terreno.

L'intervento viene di norma dimensionato sulla base di un prefissato incremento del coefficiente di sicurezza che deve essere accuratamente valutato anche tenendo conto delle sollecitazioni

sismiche. Per i pendii naturali la normativa vigente non prescrive un valore minimo del coefficiente di sicurezza che deve essere fissato dal progettista sulla base delle caratteristiche meccaniche del corpo di frana, della loro naturale dispersione, della utilizzazione del pendio e del livello di conoscenza dei vari fattori che intervengono nel calcolo.

21.2.1 Rimodellamento

Il procedimento consiste essenzialmente nell'alleggerimento della zona di monte e/o nell'appesantimento di quella di valle della frana in atto o potenziale. Nel caso di meccanismo di frana del tipo scorrimento lungo una superficie curva si può definire, mediante l'analisi di stabilità, la "linea neutra", a monte della quale i carichi verticali sono instabilizzanti ed a valle stabilizzanti. Di conseguenza il momento instabilizzante può essere ridotto riducendo le forze peso di monte, con opportuni scavi, e/o aumentando quelle al piede, ad esempio con la costruzione di un rilevato di terra. Il rilevato o la colmata al piede del corpo di frana devono essere costruiti su un tratto a minore pendenza rispetto a quello della frana per evitare di trasferire i problemi di instabilità più a valle. In altri casi l'intervento di rimodellamento può essere semplicemente rivolto a ridurre la pendenza media del versante.



Frana lungo la strada a scorrimento veloce in località Settebagni (RM): a) trincea franata; b) trincea sulla corsia opposta; c) progetto di rimodellamento.

Gli interventi di rimodellamento:

- comportano una significativa modifica della topografia originale, per cui contestualmente al progetto dei movimenti di terra, deve essere affrontato il problema della raccolta e dello smaltimento delle acque superficiali nella configurazione di progetto;
- possono essere eseguiti solo se il piano campagna non è sede di strutture ed infrastrutture preesistenti;
- comportano la distruzione dell'eventuale vegetazione, con impatto ambientale non sempre ammissibile e con problemi tecnici da non trascurare, quali la possibile erosione del materiale messo in opera (prima che attecchisca nuova vegetazione).

Questa tecnica di intervento presenta importanti vantaggi:

- a) i carichi applicati o asportati con le modifiche di progetto agiscono immediatamente dopo l'esecuzione dei lavori;
- b) l'intervento conserva la sua efficacia nel tempo senza necessità di particolare manutenzione.

21.2.2 Opere di sostegno ed ancoraggi

Le condizioni di stabilità di un pendio possono essere migliorate tramite forze stabilizzanti, esercitate da opere di sostegno (muri, gabbionate, terra armata, terra-mesh, pozzi strutturali, pali, setti, paratie) ed ancoraggi. Tali opere devono essere ammorsate o fondate sul terreno stabile (ad esempio il substrato), diversamente non forniscono alcun contributo alla stabilità globale.

Nel progetto si dovrà tenere in debito conto la circolazione delle acque nel sottosuolo al fine di evitare che le opere di stabilizzazione costituiscano un tamponamento per la falda.

In genere il ricorso ad una paratia a pali o a setti distanziati può costituire una buona soluzione. Nella figura successiva sono mostrate le fasi costruttive di una paratia di pali ed una di setti di c.c.a.



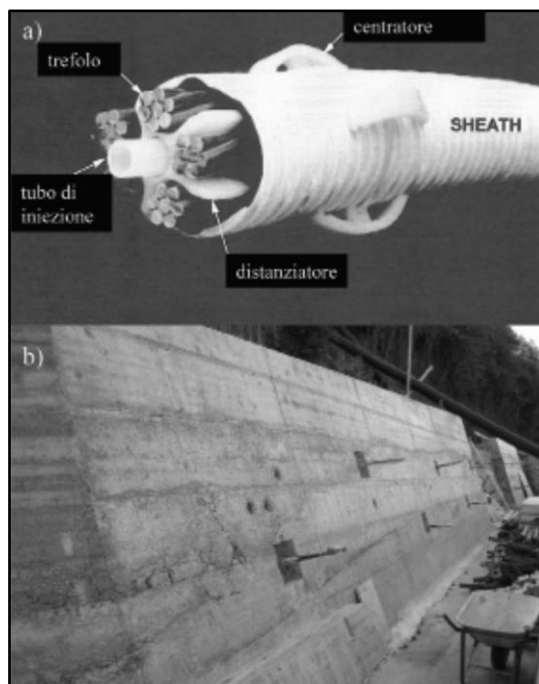
Fasi di realizzazione di paratie di c.c.a. costituite da: a) pali; b) setti.



Fasi costruttive di un pozzo strutturale di grande diametro.

In genere l'entità delle azioni che è possibile trasmettere alle opere di sostegno è modesta per cui è tecnicamente ed economicamente conveniente stabilizzare frane di spessore ridotto ($7\div 8$ m). Fanno eccezione i pozzi strutturali, con i quali si può intervenire su frane più profonde ($10\div 12$ m). L'effetto stabilizzante è rapido e costante nel tempo, e non è richiesta particolare manutenzione.

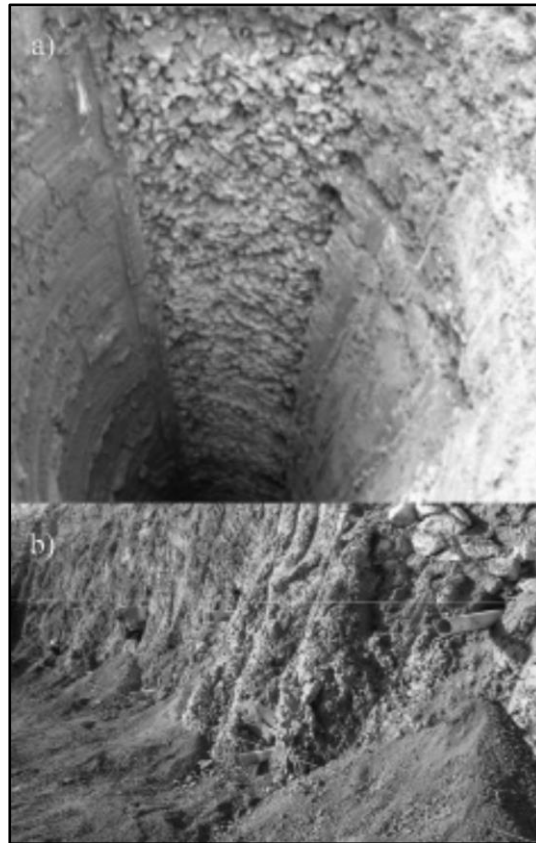
Gli ancoraggi pretesi, possono contribuire alla stabilità dell'opera di stabilizzazione, o agire direttamente sul terreno, incrementando le tensioni normali alla superficie di scorrimento e quindi la resistenza del terreno, tramite l'azione di pretensione. Le fondazioni degli ancoraggi (ovvero i tratti resistenti) devono essere completamente realizzate al di fuori del corpo di frana, all'interno del substrato stabile, anche se ciò comporta l'esecuzione di tratti liberi piuttosto lunghi. Gli ancoraggi sono poco efficaci nelle argille di consistenza medio-bassa, in cui il carico limite allo sfilamento è modesto e gli effetti di pretensione diminuiscono rapidamente col tempo, per la spiccata tendenza di questi terreni a sviluppare deformazioni di *creep*, che producono fenomeni di rilassamento nell'armatura tesa.



Ancoraggi: a) particolare dei componenti; b) predisposizione della testata sul paramento dell'opera di sostegno.

21.2.3 Drenaggi

I drenaggi consistono in trincee, setti, pozzi, gallerie ed aste infisse dalla superficie, da pozzi o da gallerie. Essi sono vuoti, se esiste un elemento strutturale di sostegno del cavo, o riempiti di materiale di elevata permeabilità con funzione di sostegno delle pareti, e svolgono la funzione di ridurre la pressione dell'acqua interstiziale e di conseguenza aumentare la resistenza del terreno.



Drenaggi profondi: a) trincee di pali concatenati riempite di calcestruzzo cellulare; b) aste drenanti.

Nei terreni relativamente permeabili la portata smaltita dai dreni è elevata e, se maggiore di quella di alimentazione dovuta all'infiltrazione, determina l'abbassamento della falda idrica ed il prosciugamento dei terreni al di sopra del pelo libero.

Nei litotipi di bassa permeabilità la portata dei dreni è modesta, ma ciò non ne pregiudica l'utilità, che dipende non dalla quantità d'acqua drenata, ma dalle variazioni del regime delle acque nel sottosuolo che il sistema è in grado di produrre.

È opportuno accoppiare ai drenaggi profondi la regimazione delle acque superficiali, disponendo sistemi per la raccolta delle acque meteoriche.

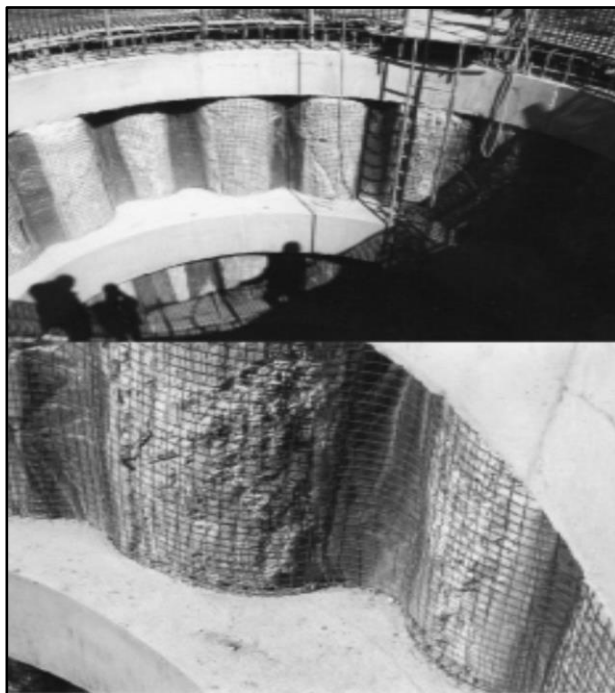
La realizzazione del sistema di drenaggio comporta l'innescò di un fenomeno transitorio durante il quale la pressione dell'acqua interstiziale si modifica e si sviluppano cedimenti del piano campagna. L'intervallo di tempo corrispondente a questa fase è detto di ingresso in esercizio e dipende dalla permeabilità e dalla compressibilità del terreno, dalle dimensioni del volume da drenare e ovviamente dalle caratteristiche geometriche dei dreni. L'intervento deve, ovviamente, entrare in esercizio in tempi compatibili con l'uso del pendio e ciò a volte può costituire una limitazione all'uso dei drenaggi, così come la subsidenza indotta al piano campagna, che può essere incompatibile con strutture o infrastrutture preesistenti. È necessario curare i dettagli

costruttivi dei drenaggi, in primo luogo il recapito delle acque drenate, e predisporre un buon piano di manutenzione per evitarne l'intasamento e la perdita di efficienza nel tempo.

Le trincee superficiali vengono scavate a braccio di escavatore fino alla profondità di circa 5 m dal piano campagna, quelle profonde vengono scavate con benne fino a profondità di 20 m ed oltre. Le aste drenanti vengono realizzate inserendo all'interno di fori trivellati tubi microfessurati, rivestiti con geotessile con funzione anti-contaminante.

Nella figura successiva, è rappresentato un pozzo drenante con aste.

I drenaggi offrono il vantaggio di essere relativamente economici e consentire l'intervento anche su frane di rilevante profondità; in questo caso si può far ricorso ai drenaggi profondi: setti, pozzi, gallerie o aste.



Pozzo con aste drenanti: a) vista generale; b) predisposizione del rivestimento interno.

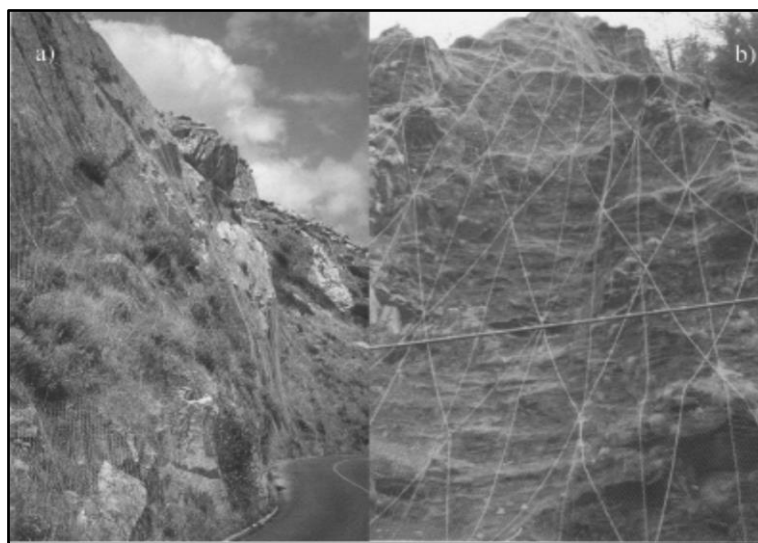
21.2.4 Rivestimenti e contenimenti

Sulle scarpate e sui pendii naturali di rocce sciolte non vegetati si presentano spesso problemi di erosione superficiale che possono determinare un'evoluzione morfologica sfavorevole alla stabilità. In tali casi si può rivestire la superficie con georeti o bioreti eventualmente rinforzate che, se usate congiuntamente a piantumazione di manti vegetali, limitano l'infiltrazione di acqua piovana nel sottosuolo.

Quando è necessaria anche un'azione di contenimento del fronte, come ad esempio sui costoni di piroclastiti, al di sopra delle georeti si stende una rete di acciaio in aderenza al fronte, messa in leggera trazione e opportunamente chiodata.

A tale funzione possono assolvere anche le georeti rinforzate.

Per i costoni di roccia lapidea fratturata l'intervento descritto rappresenta la soluzione canonica. Le reti vengono poste in opera quanto più possibile in aderenza alla roccia in modo da evitare che eventuali elementi crollati possano assumere velocità rilevanti lungo il versante. Al di sopra dello stendimento di reti è possibile realizzare un reticolo di contenimento di fune zincata,



Contenimento di fronti di roccia fratturata: a) reti in aderenza; b) reticolo di funi sovrapposte alla rete.

componendo un reticolo di rombi attraversati in corrispondenza dei nodi da funi verticali. Il reticolo in corrispondenza dei nodi è vincolato a chiodi o ancoraggi. Mettendo in tensione le funi si ottiene un favorevole effetto di contenimento della massa rocciosa che può evitare l'innescio delle frane.

I chiodi di ammorsamento della rete potrebbero in alcune circostanze non riuscire a penetrare la roccia di migliori caratteristiche meccaniche al di sotto della parte corticale fratturata o comunque potrebbero ancorarsi in blocchi rimovibili. Sono in tal caso necessari ancoraggi più profondi che danno garanzia di stabilità globale del sistema rete - copertura corticale.

I blocchi di grandi dimensioni non possono essere contenuti dalla rete; per essi si procede ad una stabilizzazione "mirata" mediante chiodature ed ancoraggi.

Gli ancoraggi sono armati quasi sempre con acciaio armonico in fune o in barre. L'acciaio deve essere protetto contro la corrosione con una guaina corrugata in materiale plastico pre-iniettata in officina.

21.3 Interventi passivi

Gli interventi passivi vengono realizzati per la protezione di aree poste a valle di essi quando la frana attesa è dotata di ampia capacità di propagazione sul versante ed è presente una franosità diffusa (cioè non è agevole o non è possibile delimitare i corpi di frana su cui intervenire in maniera puntuale) oppure i luoghi sono praticamente inaccessibili alle macchine per l'esecuzione delle lavorazioni.

Gli interventi passivi mirano ad intercettare il corpo di frana o a deviarlo in modo che non possa raggiungere le strutture e le infrastrutture a valle dell'intervento.

I dati necessari al progetto sono la massa del corpo di frana potenziale, il percorso atteso e la velocità nella sezione di intervento.

Nei terreni sciolti si ricorre agli interventi passivi per intercettare, quasi sempre nella zona pedemontana, le colate di fango e di detrito, tipiche degli ambienti montani, che si innescano a quote elevate e si propagano verso valle su tratti di elevata acclività.

21.3.1 Barriere

Per intercettare, fermare o almeno rallentare il corpo di frana si possono disporre lungo il versante o al piede di esso opportune barriere. Nel caso siano temuti crolli di roccia, la soluzione canonica è rappresentata da barriere paramassi per lo più disposte al piede degli impluvi naturali che rappresentano una zona di convogliamento dei blocchi crollati.

Il posizionamento e le dimensioni della barriera sono scelti in modo da fermare i blocchi che minacciano la sicurezza delle aree a valle. La struttura deve subire all'impatto con il blocco grandi spostamenti, dissipando l'energia cinetica del blocco stesso.



Impatto di un blocco di roccia in una barriera paramassi.



Per quanto riguarda i versanti di roccia sciolta in cui sono temute colate di fango possono ancora essere utilizzate con successo barriere paramassi, con la funzione di intercettare la frazione solida della colata, e canali a valle per la raccolta della frazione fluida che attraversa la barriera metallica. Più frequentemente si usa disporre lungo i valloni briglie tradizionali o selettive che, oltre ad avere funzione idraulica e di barriera, contribuiscono a stabilizzare il fondo ed, in parte, le sponde dell'impluvio (in questa funzione sono interventi attivi).

Ciò consente di evitare che:

- 1) in condizioni ordinarie il franamento di modesti volumi di terreno all'interno dell'incisione possa creare uno sbarramento alle acque chiare;
- 2) in condizioni eccezionali una eventuale colata di fango incanalata possa smantellare il materiale del canale in cui si muove, accrescendo il suo volume lungo il percorso. Infine possono essere utilizzati muri scudo o argini con la funzione di intercettare il corpo di frana, sostenendone l'impatto dinamico e muri andatori per deviarne la traiettoria verso aree destinate al recepimento del materiale franato.

21.3.2 Vasche di accumulo

Allo sbocco dei valloni che maggiormente minacciano i centri abitati si usa disporre vasche di accumulo, proporzionate per invasare il corpo della colata. Esse sono dotate di un imbocco, talvolta realizzato in c.c.a., che ha la funzione di ricevere e convogliare all'interno del manufatto la colata di fango, provocandone il rallentamento attraverso l'allargamento della sezione di flusso.

Quindi



Opere di contrasto e contenimento di colate di fango: a) briglia selettiva;
b) vasca di intercettazione del fango allo sbocco del vallone Connola (Quindici).

l'impatto con eventuali dissipatori di energia, posti all'interno della vasca, provoca un ulteriore abbattimento della velocità della colata prima che essa raggiunga l'argine di valle. Tali vasche si distinguono in base alla loro forma, le più comuni sono quelle "a goccia" e "in linea". È opportuno che esse non svolgano funzioni di laminazione, per evitare che possano essere già piene di acqua chiara quando vengono investite dal corpo della colata o, contrariamente, che questa eventualità sia attentamente considerata nel progetto.

Questi manufatti sono di solito scavati all'interno delle conoidi di detrito, allo sbocco dei valloni, e sono delimitate sui lati di monte da scarpate opportunamente sagomate e protette alla base, per tutto il tratto che sarà sommerso dal fango, per evitare che la forza di trascinamento esercitata su

di esse dal corpo della colata ne provochi l'erosione. Sul lato di valle è di solito realizzato un argine dotato di scarico in sommità con funzione di “troppo pieno” che convoglia il fango eventualmente in eccesso rispetto al volume di invaso verso un apposito canale di smaltimento. I paramenti dell'argine devono essere opportunamente protetti per far fronte ad un possibile sormonto. In Figura 9b è riportato l'esempio di una vasca di intercettazione.

21.4 Misure non strutturali: limitazioni d'uso del territorio e piani di emergenza

Le limitazioni d'uso mirano a ridurre, con misure di carattere urbanistico, la presenza di beni su quelle parti di territorio esposte a livelli di rischio elevati. Esse sono divenute uno strumento strategico dei Piani delle Autorità di Bacino, che attraverso le norme di salvaguardia impediscono l'espansione urbanistica nelle zone a rischio, nelle quali sono consentiti i soli interventi di mitigazione.

I piani di emergenza per il rischio idrogeologico prevedono non solo le azioni di Protezione Civile successive all'evento catastrofico, che sostanzialmente coincidono con il soccorso alla popolazione colpita, ma anche una fase di previsione dell'evento che consente di allontanare per tempo la popolazione dalle aree minacciate e, se possibile, i beni di maggiore pregio, nonché di predisporre tutte le misure utili alla gestione dell'emergenza.

Tali piani contengono: il progetto del sistema di preannuncio, la definizione delle soglie alle quali far scattare i provvedimenti, l'individuazione delle aree di emergenza e delle vie di esodo.

Ai fini della previsione della frana è utile premettere alcune considerazioni. Se sul corpo di frana non insistono costruzioni e la frana in atto minaccia manufatti posti all'esterno di essa, la condizione di rischio è data dal collasso, che rappresenta quindi l'evento da prevedere.

Le strutture fondate direttamente sul corpo di frana sono vulnerabili già prima del collasso, per effetto degli spostamenti di natura deformativa del pendio. Quando il pendio è caratterizzato da un'evoluzione cinematica lenta (frane riattivate in terreni argillosi) le costruzioni che insistono sul corpo di frana possono essere ispezionate periodicamente ed essere evacuate al comparire di un quadro fessurativo preoccupante o comunque dei segni di un dissesto incipiente.

Esistono sostanzialmente due strategie di previsione del tempo di collasso, basate rispettivamente sul controllo:

1. degli spostamenti, se essi sono apprezzabili con rilievi strumentali già prima del collasso e se il corpo di frana è riconoscibile sulla base di evidenze morfologiche (frane in argilla);

2. del fattore innescante (precursore), quando si ritiene che, per il tipo di frana ed i terreni coinvolti, l'evento avvenga senza significativi segni premonitori tali da consentire l'evacuazione in tempo utile delle zone frequentate o se non è possibile individuare sul versante la zona in cui la frana potrà innescarsi.

Nel primo caso la previsione può essere affidata ad un piano di monitoraggio degli spostamenti superficiali e/o profondi, la cui evoluzione nel tempo può essere assunta a base della previsione del comportamento del pendio. Purtroppo però, non essendo ancora chiari i legami meccanici fra gli spostamenti ed il coefficiente di sicurezza, il passaggio dall'esame delle misure alla previsione del collasso è sempre una fase ardua e controversa.

Quando si ritiene che il collasso non sia preceduto da segni premonitori, in particolare da spostamenti misurabili su un periodo di tempo significativo (è il caso delle frane di primo distacco in terreni poco deformabili) o ancora quando le frane sono potenziali e quindi non riconoscibili a priori, come ad esempio le colate rapide nei terreni granulari, la previsione si basa sul controllo dei fattori innescanti, in modo da stabilire anche in questo caso valori di soglia a cui far corrispondere vari livelli di emergenza. In genere il fattore innescante su cui si basa la previsione sono le piogge. Si stabiliscono soglie empiriche, basate cioè sull'osservazione e sull'involuppo di un rilevante numero di casi precedenti in cui si sono o meno verificati eventi di frana e/o soglie che derivano da analisi della risposta del sottosuolo alla sequenza di eventi atmosferici.

La scelta fra interventi di stabilizzazione e provvedimenti non strutturali (limitazioni di uso e piani di emergenza) dipende in linea di principio dalla destinazione d'uso del pendio, ovvero dal tipo di beni a rischio. Di solito si privilegiano gli interventi non strutturali quando non sussiste una minaccia diretta per la vita umana e sul pendio insistono infrastrutture il cui funzionamento può essere interrotto per brevi periodi. Contrariamente a questo principio, molto spesso le misure non strutturali sono largamente usate come soluzione provvisoria al problema, nell'attesa cioè che si rendano disponibili i finanziamenti, si progettino e si realizzino gli interventi strutturali. In queste circostanze le tecniche di previsione e le strategie illustrate in precedenza possono contribuire a gestire più o meno in sicurezza il pendio, dando la possibilità di assumere i provvedimenti di emergenza in tempo utile per contenere i danni nei limiti prefissati.

Quando è possibile realizzare interventi strutturali la scelta dell'intervento, o della combinazione di interventi più adatta alla specifica circostanza, dipende da numerosi aspetti, che caratterizzano il tipo di intervento ed il versante: costi, tempi necessari ad ottenere il miglioramento delle condizioni di stabilità, efficienza nel tempo e necessità di manutenzione, compatibilità con l'uso del territorio, tipo di frana e relative caratteristiche geometriche e cinematiche, natura e



caratteristiche dei terreni e regime delle acque sotterranee, grado di stabilità dell'intero versante, acclività del pendio e possibilità di accesso con le macchine operatrici, dimensioni del corpo di frana in atto o potenziale (estensione e profondità), presenza di strutture sul piano campagna o nel sottosuolo.

Il tipo di frana e le sue dimensioni sono probabilmente i fattori che maggiormente condizionano la fattibilità dell'intervento e sicuramente la sua tipologia. In questa ottica è utile distinguere fra movimenti lenti (scorrimenti e colamenti), per i quali è di prassi il ricorso agli interventi di tipo attivo, e movimenti rapidi, per i quali spesso si ricorre ad una combinazione di interventi attivi e passivi e talvolta solo a questi ultimi.

22. ASPETTI GEOLOGICI NELLA REALIZZAZIONE DELLE DIGHE

22.1 Premessa

Le dighe sono opere di sbarramento di corsi d'acqua realizzate per creare una riserva d'acqua da utilizzare per produrre energia, irrigare, regolare le portate fluviali, trattenere il materiale solido trasportato dal corso d'acqua, ecc. Una diga comprende, essenzialmente, un'opera di sbarramento ed un invaso. Occorre distinguere le *dighe* dalle *traverse fluviali*. Una diga è un'opera che, sbarrando una sezione di un corso d'acqua, ne intercetta i deflussi e ne provoca l'accumulazione temporanea nel tronco della valle che precede la sezione sbarrata. La traversa fluviale, invece, è uno sbarramento che determina un rigurgito modesto nell'alveo del corso d'acqua, con la finalità di innalzare il livello di monte per favorire la derivazione delle acque. Generalmente, le traverse comportano un dislivello, tra monte e valle dell'opera di sbarramento, di altezza inferiore a 10 metri.

Le dighe si suddividono, in base ai materiali utilizzati per la loro realizzazione, in *dighe murarie* ed in *materiali sciolti* (dighe in terra).

TIPOLOGIA DIGHE			
Dighe murarie	a gravità si oppongono alla spinta dell'acqua con il proprio peso	ordinarie (massicce);	
		a speroni, a vani interni;	
	a volta	ad arco	la pressione idrostatica, per l'effetto arco, viene scaricata sulle spalle della stretta da sbarrare
		ad arco-gravità	
		a cupola	
	a volte o solette, sostenute da contrafforti.		
Dighe di materiali sciolti	in terra	adatte a terreni sciolti coesivi e non coesivi	
	in pietrame (scogliere)	indicate per terreni rocciosi eterogenei fratturati e/o alterati	
	di terra e/o pietrame, zonate, con nucleo di terra per la tenuta		
	di terra permeabile o pietrame, con manto o diaframma di tenuta di materiali artificiali		
Sbarramenti di tipo vario			
Traverse fluviali			

Tipologie di dighe.

A loro volta, queste due tipologie prevedono diversi sottotipi, così come riportati nella tabella precedente. In linea generale, le dighe murarie si realizzano in gole rocciose molto strette (rocce lapidee resistenti) precedute da ampie vallate capaci di contenere bacini idrici tali da rendere l'opera economicamente conveniente. Le dighe in terra, invece, si realizzano in presenza di ampie

valli in terreni o rocce con proprietà meccaniche scadenti, che non costituiscono buoni terreni di fondazione.

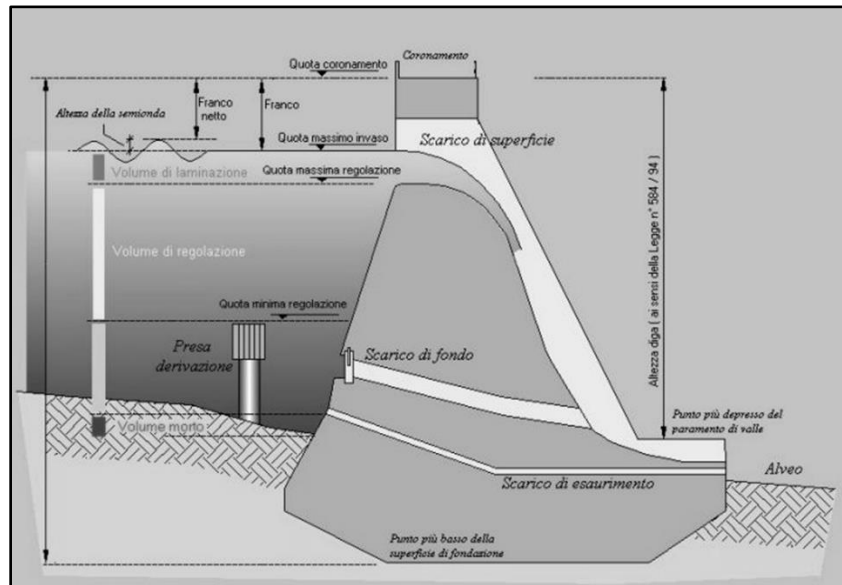


Esempio di diga ad arco (o a cupola), con invaso in fase di riempimento. La parte convessa dell'opera (paramento di monte) è rivolta verso il futuro lago, al fine di contrastare la spinta dell'acqua e convogliarla verso i fianchi della valle. Si possono osservare l'avan-diga, realizzata per deviare il fiume e realizzare l'opera all'asciutto, lo scarico di fondo, quello di troppo pieno (a scivolo, nel lato sinistro in alto) e l'edificio ove sono alloggiati i diversi macchinari.



Diga in materiali sciolti (in pietrame). La funzione di sbarramento dell'acqua è affidata ad un nucleo impermeabile interno all'opera. Si possono osservare lo scarico di troppo pieno (in basso a destra), ed il torrino ove è alloggiata la presa di derivazione dell'acqua (in alto a destra).

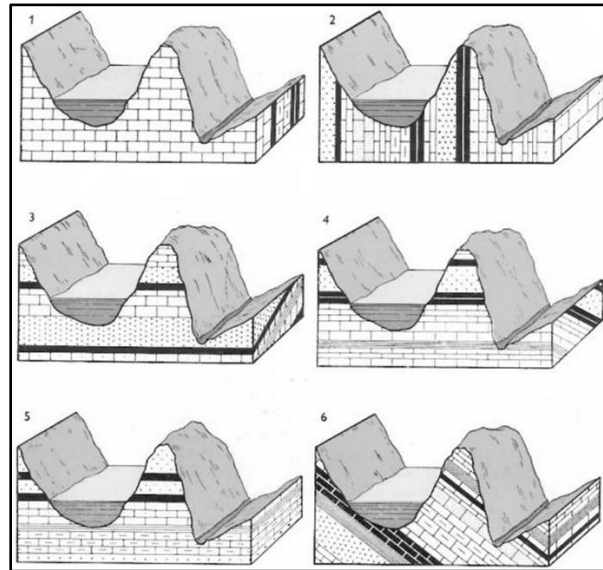
Le varie parti costituenti un'opera di sbarramento sono schematicamente individuate nella figura successiva.



I principali problemi di natura geologico-tecnica ai quali occorre fornire una risposta, nella realizzazione delle dighe, riguardano: l'impermeabilità dell'invaso e la tenuta idraulica della sezione di sbarramento; la stabilità delle sponde del lago e della sezione di sbarramento; l'interrimento dell'invaso nel tempo. Ci sono poi altri aspetti geologici di non minore importanza quali: la reperibilità in loco dei materiali naturali per la realizzazione delle opere e la realizzazione delle vie di accesso dei mezzi meccanici.

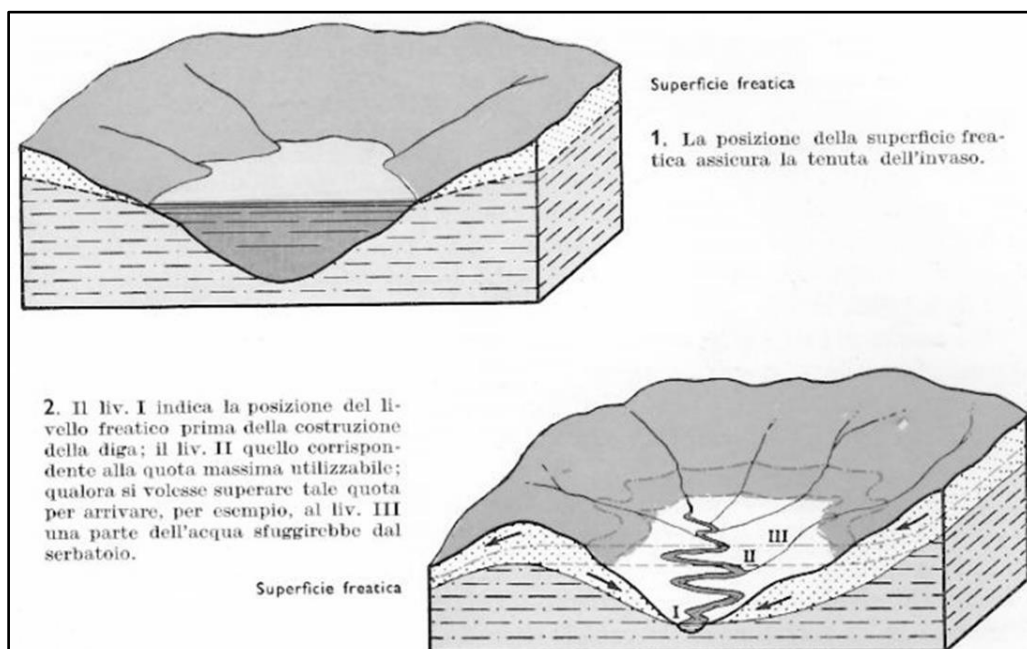
22.2 Impermeabilità dell'invaso e della sezione di sbarramento

Le acque che si raccolgono a monte dello sbarramento non devono sfuggire lateralmente o dal fondo, tanto da rendere l'opera poco conveniente, dal punto di vista economico. Le perdite idriche possono essere: limitate (se trascurabili rispetto al volume dell'invaso); medie (se sottraggono cospicue quantità d'acqua senza impedire che questo si colmi); elevate (se le perdite impediscono il riempimento del serbatoio sino alla quota di progetto). Le cause di queste perdite possono essere diverse. Ad esempio, i terreni o le rocce del bacino di raccolta possono avere una permeabilità elevata per porosità o per fratturazione); i piani di discontinuità delle rocce possono costituire vie preferenziali per il deflusso delle acque anche verso valli attigue; ci possono essere condotti carsici non individuati in fase di progetto, ecc.



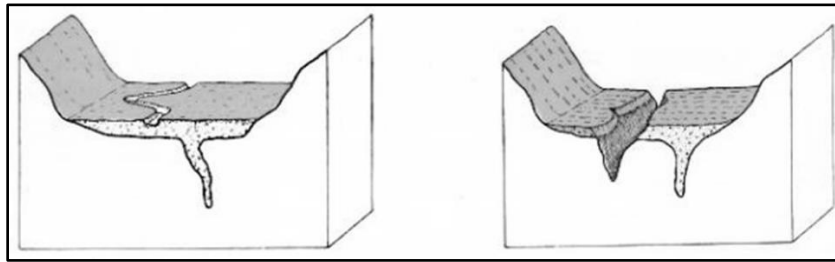
Rapporti invaso/valli attigue: disposizione della stratificazione in relazione alla tenuta idraulica. In nero gli strati impermeabili, a tratto quelli semipermeabili.

L'andamento della superficie piezometrica contenuta all'interno dei versanti che delimitano il bacino deve essere condizionata dalla presenza di spartiacque sotterranei posti sempre a quote superiori rispetto a quelle di massimo invaso, altrimenti si possono realizzare perdite notevoli verso bacini idrografici limitrofi.



Rapporti tra invaso e falde idriche.

Un'altra possibile causa di perdite può essere dovuta alla presenza di paleoalvei colmati da terreni altamente permeabili posti in vicinanza della valle sbarrata.



A sinistra: una valle molto ampia presenta un'insidia costituita da un profondo alveo sepolto lungo il quale le acque possono defluire a valle dello sbarramento. A destra, la valle si prolunga verso il basso con una profonda forra visibile. Anche in questo caso l'insidia potrebbe essere rappresentata dalla presenza di un paleoalveo sepolto.

Per quanto concerne la tenuta idraulica della sezione di sbarramento, si possono avere differenti situazioni, così di seguito riassumibili:

Alveo e sponde di roccia in posto. L'impermeabilità dipende dalla natura, dalla struttura e dalla fratturazione della roccia, nonché dall'andamento dei piani di discontinuità. Condizioni di precaria tenuta possono derivare dalla presenza di rocce quali: calcari, dolomie o gessi.

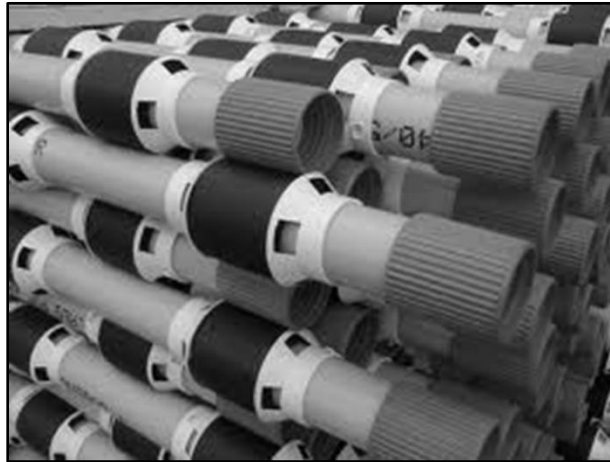
Alveo alluvionale e sponde di roccia in posto. Per quanto riguarda le sponde, il problema è analogo a quello visto in precedenza, mentre per l'alveo si devono considerare due casi: depositi alluvionali poco spessi, a causa dei quali le fondazioni dell'opera riescono a raggiungere la roccia in posto sottostante; depositi alluvionali molto potenti, a causa dei quali le fondazioni non possono raggiungere la roccia in posto.

Alveo alluvionale e sponde di roccia incoerente. In questi casi ci sono notevoli problemi legati alla tenuta idraulica e anche per la realizzazione delle fondazioni dell'opera.

Per la stima delle perdite idriche lungo la sezione di sbarramento e dall'invaso, oltre a considerazioni derivanti da osservazioni di superficie, occorre affidarsi anche a prove di permeabilità in sito, tese ad accertare il grado di permeabilità dei terreni interessati (vedi paragrafi 5.5 e 5.6).

Qualora si accerti la scarsa tenuta idraulica dei terreni di fondazione di una diga o di zone limitate del bacino di invaso, occorre ricorrere ad interventi di impermeabilizzazione, ad esempio mediante iniezioni di miscele cementizie o di soluzioni chimiche entro fori di sondaggio all'uopo realizzati. Si può ricorrere a tecniche diverse, in funzione delle caratteristiche geologiche e di permeabilità delle rocce interessate. Nelle *rocce fessurate* si può ricorrere all'impiego di perforazioni tra 35 e 75 mm di diametro, iniettando le miscele lungo tratte di 3-5 m. Generalmente l'iniezione avviene per intervalli successivi ritirando gradualmente la batteria d'aste (iniezione in risalita).

Nei terreni invece, una volta realizzati i fori di sondaggio, si inseriscono tubi in PVC (con diametro tra 2,5 e 4 cm) che presentano a varia altezza delle valvole (dette *manchettes*), costituite da manicotti in gomma che si aprono al passaggio delle miscele quando si raggiunge la pressione d'iniezione. L'intercapedine tra il tubo valvolato e le pareti del foro viene preventivamente riempita con una miscela di cemento e bentonite. L'ulteriore iniezione di miscela spinge quella presente nell'intercapedine all'interno del terreno, consolidandolo per uno spessore variabile in funzione della sua granulometria e permeabilità.



Tubi valvolati in PVC per iniezioni cementizie in foro.

Talora, per la cementazione di terreni fini (limi, limi sabbiosi ecc.) con coefficiente di permeabilità k inferiore a 10^{-5} m/s, non si può realizzare la tecnica prima descritta in quanto i tempi di presa della miscela sono troppo brevi rispetto ai tempi necessari per la loro diffusione nel terreno. In questi casi si può ricorrere alla tecnica della *fratturazione controllata (claquage)*.

Essa consiste nel provocare nel terreno sottili fessurazioni, attraverso le quali le miscele iniettate si diffondono più rapidamente e facilmente. Questa fessurazione viene realizzata tramite getti d'acqua preventivi, ad alta velocità e pressione, che perforano radialmente il terreno creando dei condotti dai quali si diparte il *claquage*. Successivamente l'impregnazione del terreno avviene per immissione di miscele cementizie a bassa pressione.

Le miscele d'iniezione si classificano in base alla loro fluidità crescente. Possiamo avere così le: *malte* che sono miscele cementizie con basso contenuto d'acqua (piuttosto dense); le *sospensioni* che sono miscela di cemento e acqua con elevata fluidità. Poiché durante l'iniezione l'acqua tende a separarsi dal cemento, si può aggiungere alla miscela la sabbia (con granulometria tra 0,8 e 2 mm) e la bentonite (impasto ternario) che ha la funzione di ritardare il fenomeno della sedimentazione dei granuli di cemento; le *soluzioni* che sono miscele chimiche costituite da diversi prodotti. Possiamo avere *soluzioni inorganiche*: si ottengono dalla reazione di due prodotti (generalmente silicato di sodio e cloruro di calcio) che, iniettati nel terreno, si uniscono a esso

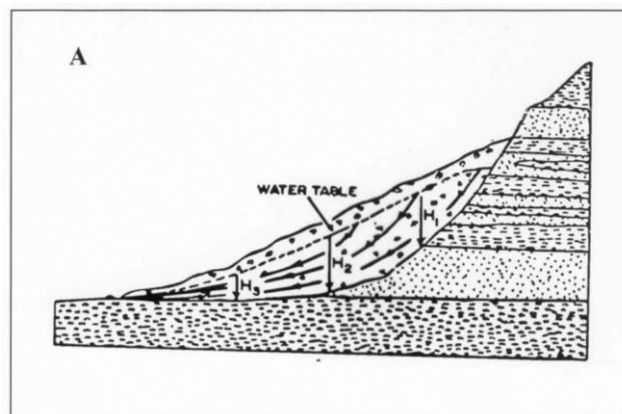
formando un corpo unico; *soluzioni organiche*: si ottengono dalla reazione del silicato di sodio con acidi e sali polivalenti (*gel di silice* iniettabile anche entro terreni fini); *soluzioni sintetiche*: prevedono l'impiego di materie sintetiche (poliestere, poliuretano ecc.).

I diversi tipi di miscela hanno caratteristiche differenti fra loro soprattutto per quanto concerne il loro grado di viscosità. Quindi, la scelta della miscela più idonea da iniettare, dipenderà dalla permeabilità del terreno o roccia interessata. Generalmente, le miscele cementizie possono iniettarsi in materiali con valori di k fino a 10^{-5} m/s; le soluzioni inorganiche fino a 10^{-7} m/s; le soluzioni organiche e sintetiche per terreni scarsamente permeabili, fino a 10^{-8} m/s.

22.3 Stabilità delle sponde dell'invaso

Le sponde di un invaso, e i tratti di versante ad esse sovrastanti, possono essere soggette a fenomeni franosi innescati sia dal moto ondoso che dalle fluttuazioni del livello dell'acqua che si possono avere nell'invaso a seguito di operazioni di invaso e rapido svaso. L'acqua, infatti, può agire negativamente sull'equilibrio del pendio in diversi modi. Durante la fase di riempimento del lago (invaso) si può avere un aumento del peso specifico apparente dei terreni ed una riduzione della resistenza al taglio per perdita di coesione nei materiali a grana fine. In fase di rapido svaso (quando cioè occorre abbassare il livello dell'acqua per impedire la tracimazione della diga) se i terreni sono poco permeabili, si possono creare delle sovrappressioni neutre che diminuiscono gli sforzi efficaci e quindi la resistenza al taglio del terreno.

Analizziamo la figura seguente che rappresenta la sezione di una valle che deve essere riempita, a seguito dello sbarramento di un corso d'acqua, e consideriamo la presenza di un cumulo detritico (ad esempio, il corpo di una frana caduta nel passato ed ormai stabilizzata).

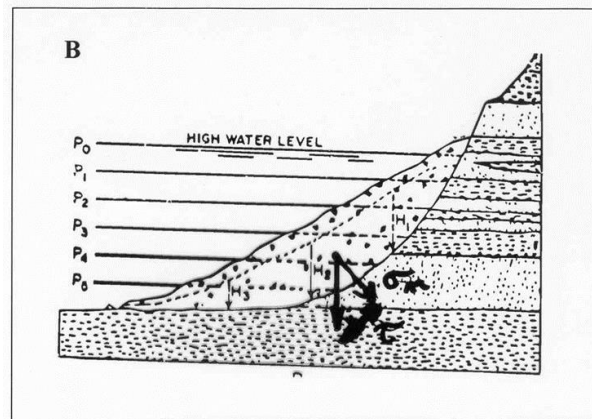


Stadio A: la valle non è stata ancora invasata ed H_1, H_2, \dots, H_n sono le diverse pressioni idrostatiche legate alla presenza della falda nel cumulo detritico.

La valle non è stata ancora invasa dall'acqua e quindi i carichi idrostatici nel corpo di frana, dovuta alla presenza della falda (*watertable*), sono ancora quelli naturali creatisi nel tempo. In queste

condizioni, la resistenza a rottura del materiale è maggiore di quella critica data da: $\tau_{crit} = (\sigma_n - u) \tan \phi$ dove: σ_n è la sollecitazione normale effettiva, u è la pressione neutra e ϕ è l'angolo d'attrito effettivo: quindi il pendio è stabile.

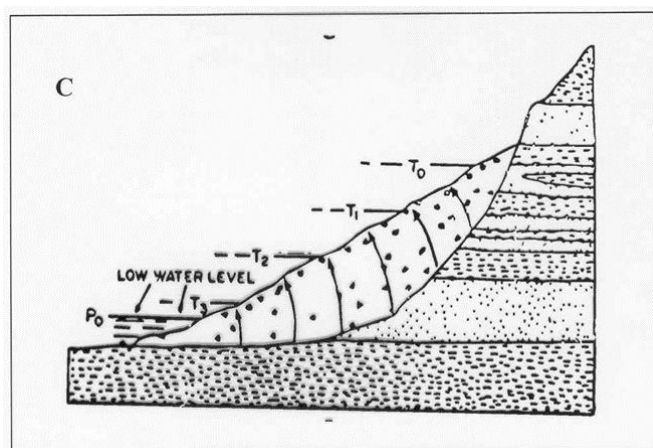
Successivamente, la valle viene lentamente riempita fino alla quota di massimo invaso ed il cumulo di frana viene progressivamente sommerso dall'acqua (vedi figura successiva).



Stadio B: la valle viene sommersa e P_0, P_1, \dots, P_n sono le pressioni idrostatiche crescenti con la profondità del lago.

L'acqua entrando nel terreno crea un aumento delle pressioni neutre (u) nel cumulo di frana che sono approssimativamente uguali al carico idrostatico esercitato dall'acqua del lago. La pressione idrostatica contrasta l'aumento di pressione neutra nel cumulo di frana e garantisce ancora una condizione di equilibrio nella massa detritica.

Supponiamo ora che, a seguito di copiose precipitazioni, il livello del lago si sollevi e che al fine di evitare la tracimazione dell'acqua dalla diga si decida di eseguire una manovra di rapido svasso (apertura delle paratie della diga). Il livello del lago diminuisce rapidamente in poco tempo.



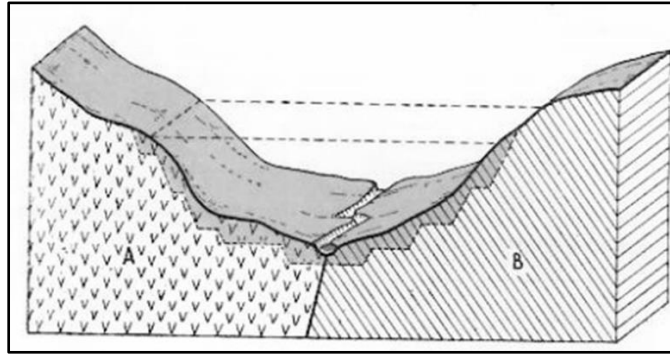
Stadio C: il livello dell'acqua nell'invaso cala rapidamente. T_0, T_1, \dots, T_n sono i livelli dell'acqua raggiunti in tempi successivi.

La rapida riduzione della pressione idrostatica, dovuta all'abbassamento della quota di invaso, non trova riscontro in un'analoga rapida diminuzione delle pressioni neutre nel cumulo detritico, in quanto la scarsa permeabilità del terreno impedisce all'acqua di defluire rapidamente verso l'esterno (direzioni delle frecce nere in figura). La pressione neutra aggiuntiva sarà data da: $u' = (u + u_{res})$, dove u_{res} è la pressione residuale creatasi nello stadio B. Quindi la τ_{crit} sarà pari a: $\tau_{crit} = (\sigma' - u') \operatorname{tg} \phi < \tau_{crit}$ esistente nello stadio A. In questa condizione la frana si riattiva. In conclusione, non è prudente abbassare troppo rapidamente la quota dell'invaso.

Un rapido abbassamento della quota del lago fu realizzato nell'ultimo stadio antecedente alla frana del Monte Toc (frana della diga del Vajont, Belluno). Il 9 ottobre 1963 dal monte Toc si staccarono circa 260 milioni di metri cubi di roccia. Questa massa precipitò nel lago sollevando un'ondata di circa 50 milioni di m^3 . Circa 25 milioni di m^3 tracimarono a valle dello sbarramento e seguendo il corso d'acqua fino alla confluenza con il fiume Piave distrussero 5 paesi (Longarone, Pirago, Rivalta, Villanova, Faè), provocando circa 2000 morti. I responsabili della diga, temendo ormai che la frana fosse imminente, al fine di ridurre le conseguenze di un eventuale disastro, decisero proprio di aprire le paratie della diga per abbassare il livello del lago quanto più rapidamente fosse possibile. In realtà non fecero altro che aumentare la velocità di caduta della frana che ormai, per altre cause, si era già messa in moto.

22.4 Stabilità della sezione di sbarramento

La stabilità dell'impronta di fondazione di una diga dipende da diverse cause geologiche. Innanzitutto la natura litologica del terreno di fondazione; infatti rocce solubili (gessi, calcari, dolomie ecc.), possono andar soggette a cedimenti o a crolli localizzati per carsismo, causando lesioni nel manufatto. Poi le caratteristiche geomeccaniche delle rocce; rocce con mediocri caratteristiche di coesione, resistenza a compressione, al taglio, con modulo di elasticità bassi possono causare cedimenti nella struttura in elevazione. Bisogna poi accertare se ci sono disomogeneità litologiche nei terreni o rocce di fondazione. Questa evenienza può innescare cedimenti differenziali nella struttura causati dalle differenti proprietà meccaniche. Anche la disposizione nello spazio dei piani di discontinuità nelle rocce può essere una causa di instabilità in quanto, soprattutto nel caso di dighe murarie che trasmettono elevate sollecitazioni in fondazione, la disposizione degli strati può favorire rotture per taglio o il ribaltamento della struttura.



Disomogeneità nel piano di posa della fondazione di una diga.

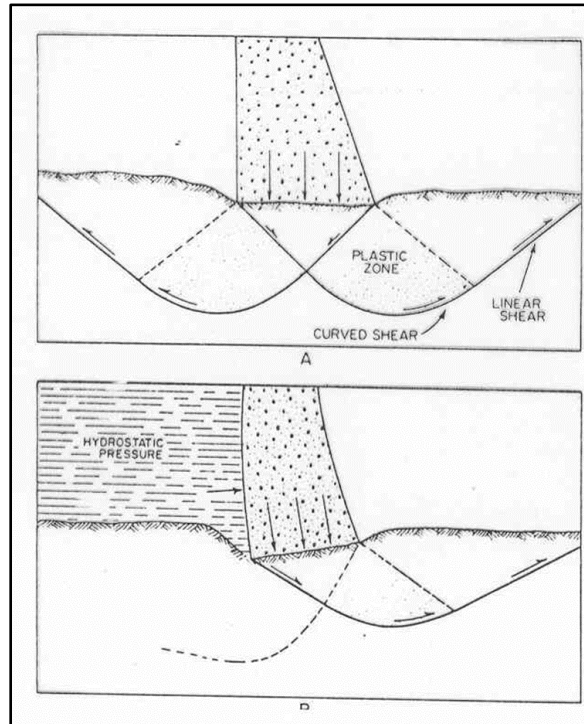
Le condizioni strutturali della roccia che garantiscono una buona stabilità della struttura si realizzano con ammassi rocciosi integri, senza fratturazioni o discontinuità; o con piani di discontinuità a reggipoggio; con strati verticali o subverticali.

Condizioni sfavorevoli, invece, si hanno con piani di stratificazione o di fratturazione a franapoggio, meno inclinati del pendio; piani di stratificazione o di fratturazione paralleli all'asse della valle; piani di stratificazione o di fratturazione orizzontali. In questi casi, la pressione esercitata dall'acqua contro la diga tende a farne scorrere la base verso valle. Anche la presenza di importanti faglie, pieghe e sovrascorrimenti nelle rocce possono favorire cedimenti, slittamenti e ribaltamenti della struttura.

In fase di studio preliminare (progetto di massima ed esecutivo) è necessario rilevare, cartografare, e monitorare (con indagini in sito) e strumentare (con inclinometri, piezometri, assestimetri, fessurimetri, ecc.) le seguenti morfologie incombenti sull'invaso o prossime alla quota di oscillazione del lago: potenziali frane (pendii potenzialmente instabili); paleofrane e frane quiescenti che potrebbero riattivarsi; pareti rocciose (sedi potenziali di frane da crollo); falde di detrito (sedi potenziali di fenomeni di valanga).

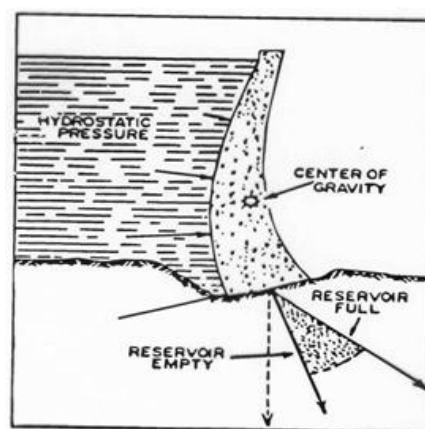
Le sollecitazioni che si trasmettono alle rocce di fondazione, dovute all'acqua invasata nel lago e alla forma che viene assegnata alla struttura dai progettisti, possono essere elevatissime e causare la rottura per *punzonamento* o per *ribaltamento* della struttura stessa.

A causa del peso della struttura e dell'acqua presente nel lago, la rottura del terreno di fondazione potrebbe avvenire per un meccanismo di "punzonamento". Si possono avere due casi: carico diretto verticalmente verso il basso e carico diretto asimmetricamente verso valle (vedi figure successive).



Meccanismi di rottura per taglio di una diga in muratura.

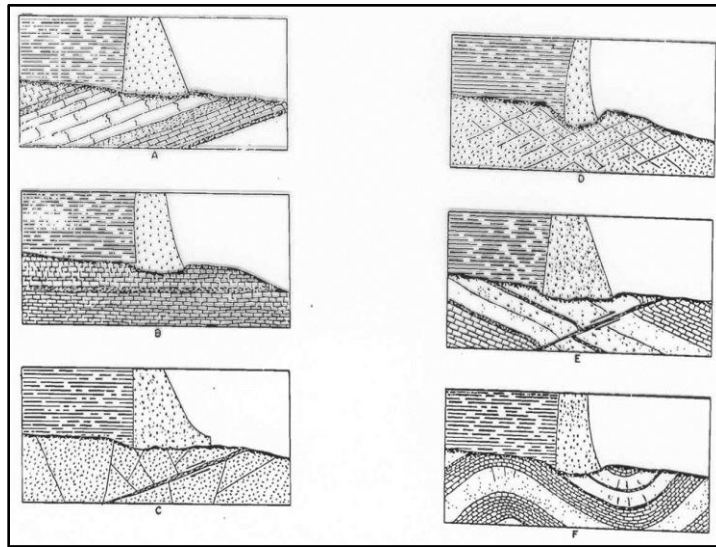
Nel caso di una diga muraria che trasmetta il proprio peso verticalmente verso il basso, si può generare un cuneo di spinta sotto l'impronta della fondazione, con formazione di due zone plastiche nella roccia e individuazione di superfici di taglio simmetriche a monte e a valle dell'opera, lungo le quali il terreno si solleva. Nell'ipotesi invece di diga muraria che trasmetta il suo peso in direzione inclinata verso valle, si può formare un'unica superficie di rottura, verso valle, lungo la quale il terreno scorre, causando il ribaltamento della diga o di parte di essa. La spinta idrostatica dell'acqua invasata può ulteriormente amplificare il fenomeno.



Risultante delle spinte dovute alla forma ad arco di una diga e all'acqua

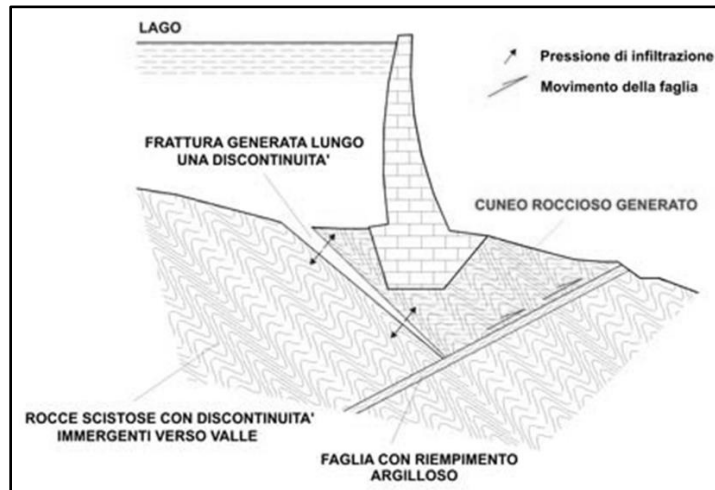
Nel caso poi di dighe ad arco, la rottura per taglio è favorita dalla doppia curvatura (in pianta e sezione) della struttura e dalla spinta aggiuntiva dell'acqua sul paramento di monte. La risultante delle spinte (dovuta al carico asimmetrico della struttura e all'acqua) è fortemente inclinata verso valle (vedi figura precedente).

In fase di studio preliminare, occorrerà quindi valutare se esistono nel sottosuolo (in aree non solo immediatamente sottostanti l'opera) situazioni giacitureali che potrebbero favorire una rottura per taglio.



Assetti geologici che favoriscono la rottura per taglio in fondazione di una diga in muratura.

Il 2 dicembre 1959, il crollo della diga di Malpasset (valle di Le Reyas, Alpi Francesi, regione del Frejus) provocò la distruzione del paese di Malpasset e la morte di almeno 423 persone. La diga ad arco, era alta 66 m, lunga al coronamento 223 m, spessa circa 7 m alla base e 1,5 m sul coronamento. Venne realizzata tra il 1952 ed il 1954. Si trattò della diga più sottile al mondo in grado di contenere un bacino di volume pari a circa 48 milioni di metri cubi. Questo disastro consentì di studiare e mettere in evidenza questo meccanismo particolare di possibile rottura di una diga. Le indagini, volte all'accertamento delle cause del crollo, non evidenziarono alcuna anomalia imputabile ai progettisti. Invece furono accertate cause geologico-strutturali (presenza di rocce metamorfiche con scistosità disposta in direzione sfavorevole, con associata faglia in direzione opposta alla scistosità e riempimento argilloso). Si determinò la formazione di un cuneo roccioso lungo piani di scorrimento per taglio.



Assetto geologico in fondazione della diga di Malpasset.

Quando il lago fu riempito le spinte sul cuneo determinarono il suo scorrimento lungo il piano di faglia, con conseguente rotazione della struttura sovrastante.

22.5 Interrimento dell'invaso

Come i laghi naturali, anche quelli artificiali sono soggetti a fenomeni di interrimento che comportano una perdita di capacità di invaso utile, a causa dell'immissione nel bacino di materiale trasportato dal corso d'acqua principale e dai suoi affluenti, in un dato periodo di tempo. La vita media di un bacino artificiale dipende dal suo interrimento e quindi dal trasporto solido per trascinamento, in sospensione e in soluzione. L'interrimento dipende da vari fattori naturali: la natura litologica delle rocce che affiorano nell'area sottesa dal bacino; il grado di alterazione delle rocce stesse; il regime idrologico del corso d'acqua e dei suoi affluenti; il regime delle precipitazioni e delle temperature; il tipo di vegetazione presente nel bacino a monte e la sua estensione; la morfologia dei versanti. Ci possono essere anche cause antropiche, quali: il disboscamento; scompensi causati dal manufatto e dalle opere ausiliarie, quali la costruzione di strade, cave di prestito ecc.; alterazione dell'equilibrio del versante per cicli di invaso e svaso.

La valutazione qualitativa o quantitativa dell'erosione nel bacino sotteso all'invaso, e quindi dell'apporto solido, può essere effettuata con i metodi e i modelli usati in geomorfologia ed in idraulica fluviale. L'interrimento di un bacino artificiale può essere efficacemente contrastato con interventi atti a ridurre l'erosione superficiale dei terreni e/o con il dragaggio.

22.6 Reperimento dei materiali necessari alla costruzione dell'opera

La realizzazione di una diga necessita l'impiego di grandi quantitativi di materiali naturali da costruzione, con determinate caratteristiche fisiche e meccaniche. Nella maggior parte dei casi si cerca di reperire tale materiale in prossimità dell'opera che deve essere costruita.

Per le dighe in muratura a secco e a gravità, occorrono massi e pietrame aventi: elevato peso specifico apparente; basso coefficiente di imbibizione; basso coefficiente di dilatazione termica; buona resistenza a compressione; bassa gelività; facile lavorabilità.

Per le dighe in calcestruzzo, occorre reperire inerti provenienti da rocce che siano: non alterate chimicamente; non gelive; non cataclase; con bassa percentuale di sostanze argillose.

Per le dighe a scogliera, il pietrame utilizzato deve essere: poco alterato chimicamente; difficilmente disgregabile. Infine, per le dighe in terra si utilizzano limi, sabbie e ghiaie ma soprattutto argille, particolarmente utili per impermeabilizzazioni varie e per la costruzione di diaframmi.

Da ultimo, si ricorda che la competenza sul controllo delle dighe in Italia, che superano i 15 metri di altezza o che determinano un volume di invaso superiore al 1.000.000 di metri cubi, è affidata al “Registro Italiano Dighe” (<http://www.registroitalianodighe.it/>). Per la pianificazione e gestione delle attività di competenza il Servizio ha provveduto a predisporre una banca dati che viene aggiornata con continuità e che comprende le informazioni relative alle 541 grandi dighe italiane, di competenza statale.

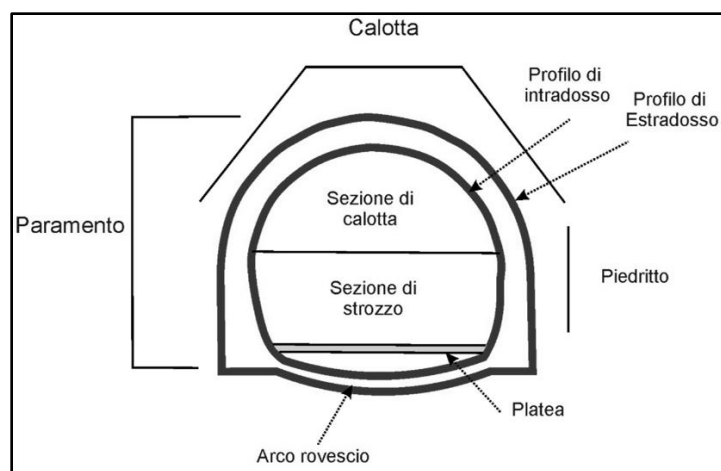
23. ASPETTI GEOLOGICI NELLA REALIZZAZIONE DELLE GALLERIE

23.1 Premessa

I principali aspetti geologico-tecnici relativi alla realizzazione delle gallerie e delle grandi opere in sotterraneo (quali caverne per lo stoccaggio di materiali radioattivi, centrali energetiche, installazioni militari, ecc.), riguardano: la *scelta del tracciato* e dell'ubicazione più idonea, le condizioni geomorfologiche e litologiche nelle *aree degli imbocchi*, la definizione della *qualità dell'ammasso roccioso* in relazione alle tecniche di scavo ("*Classificazioni geomeccaniche*"), la *definizione dei carichi* di roccia da contrastare mediante il rivestimento, le *problematiche idrogeologiche* connesse all'intercettazione di falde, al loro depauperamento, inquinamento, ecc., il rinvenimento di *gas*, acque *aggressive*, l'effetto del *gradiente geotermico* (soprattutto in aree vulcaniche).

In estrema sintesi, si possono distinguere: gallerie naturali (*a foro cieco*) nelle quali l'opera è realizzata completamente nelle rocce e/o terreni che la inglobano; gallerie artificiali (paramassi, paravalanghe ecc.), nelle quali lo scavo preliminare avviene in trincea (*a cielo aperto*) e successiva copertura; gallerie parietali, che interessano a piccola profondità i fianchi vallivi, con coperture esigue sul paramento di valle; grandi trafori a *doppia canna*, per autostrade e ferrovie; cunicoli (esplorativi, drenanti, per consolidamenti ecc.). Altre tipologie di opere in sotterraneo sono le caverne e i pozzi.

La terminologia che si adotta per indicare le diverse parti di una galleria è riportata nella figura successiva.

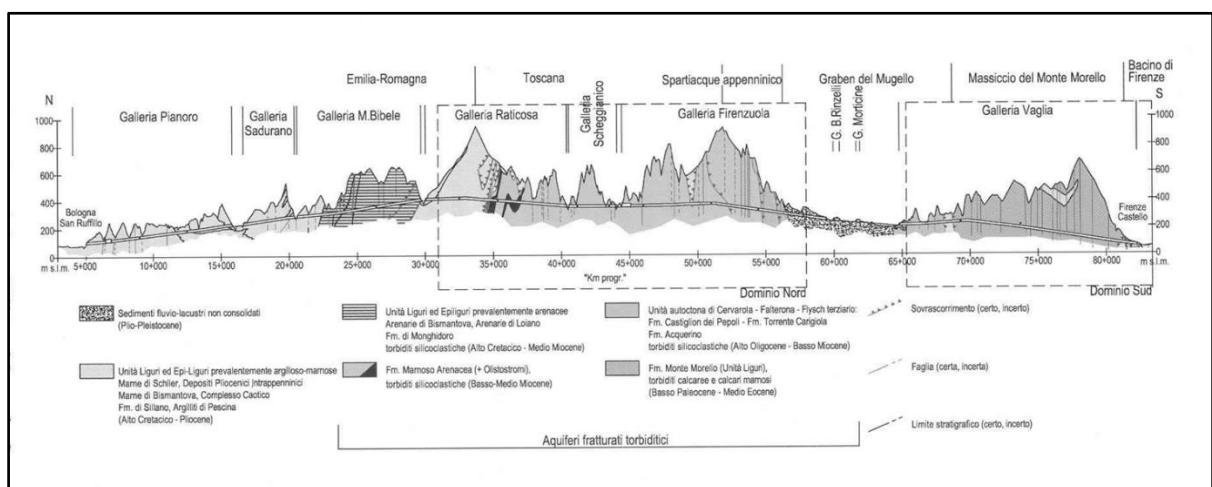


Terminologia adottata per indicare le diverse parti di una galleria.

La realizzazione di una galleria coinvolge tutti gli aspetti e le problematiche geologiche. Infatti, occorrono indagini geognostiche preliminari alla progettazione basate su: analisi bibliografica delle fonti disponibili; studio delle foto aeree (per definire i rapporti stratigrafici e tettonici tra le formazioni geologiche presenti); individuazione delle principali direttrici favorevoli all'esecuzione della galleria; rilevamento geologico (in scale variabili a seconda della lunghezza) lungo le principali direttrici; rilievi geomeccanici di dettaglio e valutazione dello stato di fratturazione degli ammassi rocciosi e loro qualità; studio geomorfologico finalizzato alla valutazione della stabilità dei versanti in corrispondenza degli imbocchi; studi idrogeologici per la valutazione della circolazione idrica sotterranea; studi sismici di dettaglio per l'individuazione di faglie sismogenetiche.

23.2 La scelta del tracciato

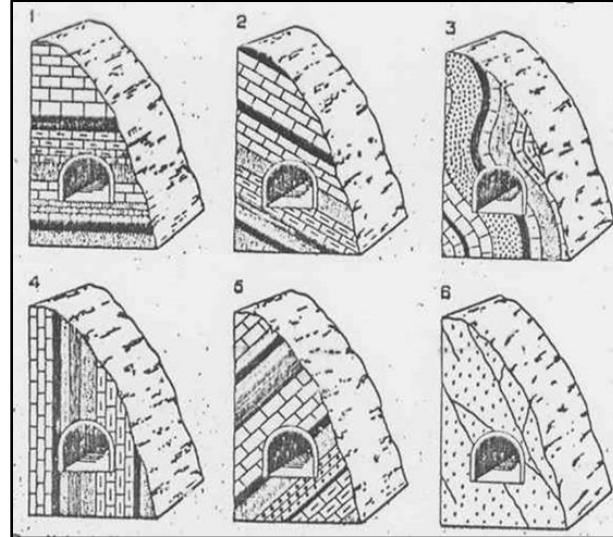
La scelta del tracciato dipende oltre che da considerazioni progettuali ed economiche, anche dalla natura dei terreni attraversati. In genere, in fase di progetto preliminare, si propongono diverse soluzioni che poi vengono studiate sotto il profilo geologico per individuare la soluzione ottimale. Si procede realizzando, lungo i tracciati proposti, delle sezioni geologico-tecnico di previsione, parallele all'asse della futura galleria e contenenti informazioni dettagliate sugli aspetti geostrutturali e idrogeologici delle formazioni presumibilmente presenti alla quota della galleria e sulle principali problematiche realizzative, quali instabilità delle pareti di scavo, venute d'acqua, presenza di gas, di alte temperature ecc. Si costruiscono anche sezioni geologiche trasversali in punti particolarmente significativi.



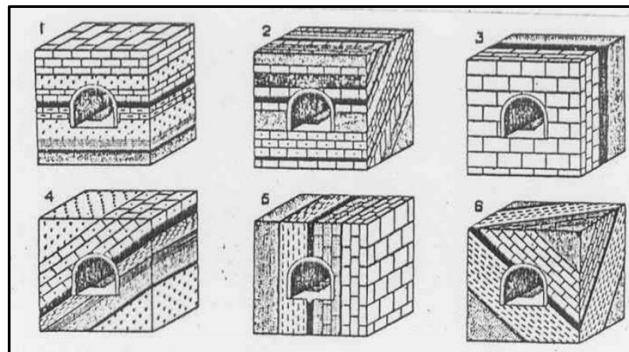
Profilo geologico lungo il tracciato delle gallerie del TAV Firenze – Bologna.

Generalmente, le sezioni geologiche vengono realizzate con scale delle altezze e delle lunghezze differenti, al fine di evidenziare i punti più critici da studiare in dettaglio.

In relazione all'assetto geomorfologico e geologico-strutturale locale, l'andamento dell'asse di una galleria può presentare differenti situazioni, di seguito indicate.

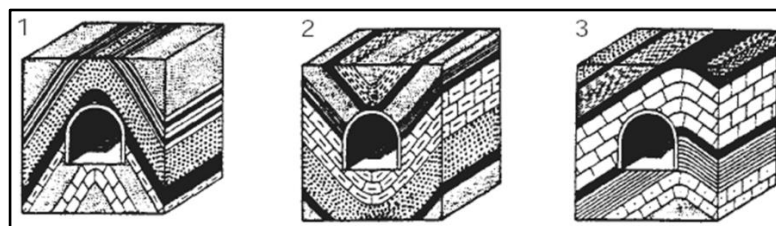


Gallerie parietali (prossime alla superficie di un versante). Condizioni generalmente sfavorevoli che si cerca, ove possibile, di evitare in quanto le sollecitazioni agenti sull'opera sono dissimmetriche.



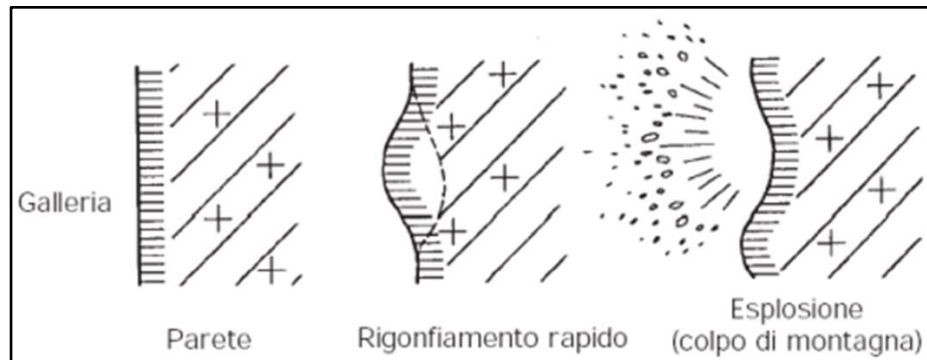
Rapporti tra assi di gallerie e andamenti dei piani di stratificazione. Le condizioni ottimali si hanno quando la galleria attraversa subito strati con proprietà geologico-tecniche scadenti.

Una galleria può trovarsi a dover attraversare anche i nuclei di pieghe anticlinali e sinclinali. In questi casi, le sollecitazioni agenti sull'opera possono essere non solo elevate, a causa degli stress geognostici residui, ma anche asimmetriche a seconda dell'andamento delle pieghe.



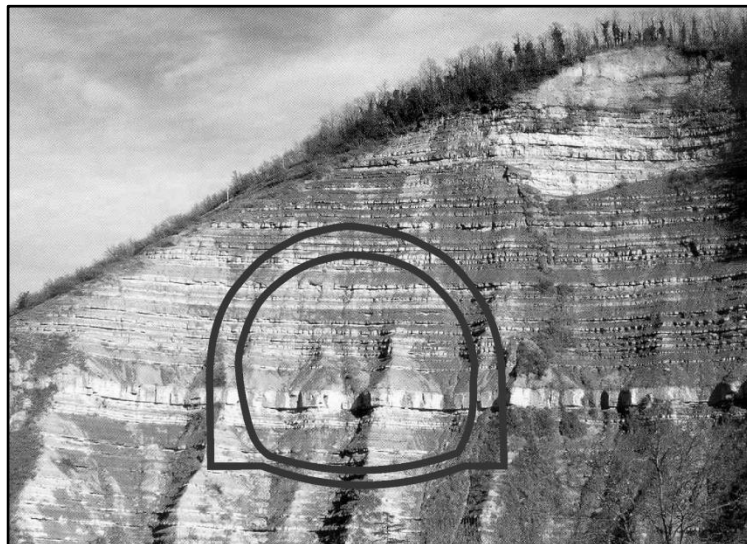
Rapporti tra assi di gallerie e pieghe degli strati.

Nel caso di gallerie profonde (con coperture dell'ordine di qualche centinaio di metri) si possono avere fenomeni di deformazioni plastiche dei fronti di scavo, anche in rocce a comportamento “fragile”; bruschi detensionamenti negli ammassi rocciosi con conseguente possibile violenta proiezione di materiale in galleria (*colpo di montagna*); elevate temperature. La temperatura aumenta con la profondità; tale aumento è mediamente dell'ordine di un grado ogni 33 m di profondità. Tale gradiente geotermico può subire delle variazioni: aumenta laddove si hanno bacini magmatici vulcanici o acque termali e diminuisce in presenza di acque sotterranee.



Formazione di un colpo di montagna, per rilascio improvviso delle tensioni accumulate nella roccia.

Gli imbocchi delle gallerie sono anch'essi punti critici poiché per poter iniziare a scavare la roccia, occorre realizzare trincee di approccio lungo i versanti. Bisogna quindi assicurarsi che il versante sovrastante sia stabile. Inoltre la roccia più superficiale è sempre alterata e presenta proprietà geotecniche e geomeccaniche scadenti.



Imbocco di una galleria in corrispondenza di un ripido versante, con strati orizzontali e a piccola profondità rispetto al piano di campagna. Sono da temere fenomeni di dissesto superficiali, quali frane o sprofondamenti (sfornellamenti) della volta della galleria.

23.3 Cenni sull'uso delle classificazioni geomeccaniche

Lo studio geologico deve essere finalizzato anche alla definizione delle classi di qualità delle rocce, ai fini dello scavo e per la realizzazione del rivestimento dell'opera. A tale scopo, è ormai invalso l'uso delle classificazioni geomeccaniche che servono ad attribuire alle diverse formazioni geologiche attraversate dall'opera dei parametri medi delle principali proprietà fisico-meccaniche. Gli ammassi rocciosi sono mezzi discontinui che quindi presentano un comportamento geomeccanico complesso. Esso può essere studiato e semplificato associando l'ammasso in questione a determinate categorie, in funzione dei diversi comportamenti e delle applicazioni. Le classificazioni geomeccaniche, mediante l'osservazione diretta degli ammassi e di semplici prove in sito e laboratorio, consentono di stabilire degli “*Indici di qualità*” correlabili con i parametri dell'ammasso e delle sue caratteristiche, ai fini del dimensionamento delle opere di sostegno degli scavi in sotterraneo.

Classificazione	Autore	Paese d'origine	Applicazioni
TERZAGHI	Terzaghi, 1946	Stati Uniti	Gallerie
LAUFFER	Lauffer, 1958	Austria	Gallerie
RQD	Deere, 1964	Stati Uniti	Sondaggi / Gallerie
RSR	Wickham et al. 1972	Stati Uniti	Gallerie
RMR	Bieniawski, 1973	Sud Africa	Gallerie/ fondazioni/ pendii in roccia
Q	Barton et al., 1974	Norvegia	Gallerie/ grandi cavità
BGL	ISRM, 1981	Internazionale	A carattere generale
SMR	Romana, 1985	Spagna	Pendii in roccia
RMI	Palmstrom, 1995	Svezia	Carattere generale/gallerie/pen dii
RHRS	Pierson et al., 1990	Stati Uniti	Pendii in roccia
RHRS modif.	Budetta, 2004	Italia	Pendii in roccia

Principali classificazioni geomeccaniche.

Negli ultimi anni, sono state proposte diverse classificazioni geomeccaniche, con applicazioni oltre che alle gallerie anche alle fondazioni ed ai pendii in roccia. Di norma, le caratteristiche degli ammassi che si prendono in considerazione, nelle diverse classificazioni proposte, sono: la resistenza della matrice rocciosa; l'R.Q.D. (*Rock Quality Designation*); la spaziatura e le condizioni delle discontinuità; l'orientazione delle discontinuità; l'assetto strutturale e le faglie;



I dati necessari per il calcolo dell'RMR vengono acquisiti dai rilevatori lungo le pareti non ancora rivestite dello scavo, oppure in cunicoli esplorativi, utilizzando apposite schede, del tipo di quella di seguito riportata.

Progetto: Area rilevata: Eseguita da: Data:	Regione Strutturale	Tipo di roccia	Caratteristiche dei giunti			
			Continuità Non continuo _____ Continuo _____ Separazione Giunti chiusi _____ Mod. Aperti _____ Aperti _____ Scabrezza Molto scabri _____ Scabri _____ Lisci _____ Molto lisci _____	set 1 _____ _____ _____ _____ _____ _____ _____ _____	set 2 _____ _____ _____ _____ _____ _____ _____ _____	set 3 _____ _____ _____ _____ _____ _____ _____ _____
Qualità ammasso roccioso (RQD) Ottima: 90-100% _____ Buona: 75-90% _____ Discreta: 50-75% _____ Scadente: 25-50% _____ Molto scadente: < 25% _____	Grado di Alterazione Non alterata _____ Poco alterata _____ Moderat. Alterat. _____ Molto alterata _____ Complet. Alterat. _____					
Acqua Venute d'acqua x 10 m di galleria L/min. Oppure Pressione idrica Oppure Qualitativo (compl. secco, secco, umido, H2O in press., Venute cospicue)	Resistenza roccia intatta Descrizione σ_c (MPa) Is Molto alta > 200 > 8 Alta 100-200 4-8 Media 50 - 100 2-4 Bassa 25 - 50 1-2 Molto bassa 2 - 25 <1					
Spaziatura dei giunti Molto distanziati: > 3 m _____ Distanziati: 1-3 m _____ Mod ravvicinati: 0.3-1 m _____ Ravvicinati: 30 -300 mm _____ Molto ravvic.: < 30 mm _____			set 1 _____ _____ _____ _____ _____	set 2 _____ _____ _____ _____ _____	set 3 _____ _____ _____ _____ _____	
			MAGGIORI DISCONTINUITA'			
			N.B.: Descrivere le discontinuità maggiori			
Azimuth immersione Set 1 _____ Set 2 _____ Set 3 _____			Immersione _____ _____ _____			
			OSSERVAZIONI E DATI ULTERIORI Se è presente materiale di riempimento se ne precisi il tipo, lo spessore, la natura. Si descrivano le superfici dei giunti, la scabrezza, etc.			

Scheda-tipo per la raccolta dei dati lungo *scanlines*.

325

qualitativamente. Per il significato e l'acquisizione dei parametri delle discontinuità, si rinvia al capitolo 7.

Ad ogni valore e classe di valori dei parametri indicati si assegna un punteggio. La somma dei punteggi fornisce il valore dell'RMR di base che, tuttavia non consente ancora di definire la classe di roccia.

1	Resistenza Della matrice Rocciosa (Mpa)	Prova di carico Puntuale	10	10 - 4	4 - 2	2 - 1	Compressione Semplice		
		Compressione Semplice	250	250 - 100	100 - 50	50 - 25	25-5	5-1	1
	Punteggio		15	12	7	4	2	1	0
2	RQD		90 - 100 %	75 - 90 %	50 - 75 %	25 - 50 %		<25 %	
	Punteggio		0	17	13	6	3		
3	Spaziatura delle discontinuità		> 2 m	0,6 - 2 m	0,2 - 0,6 m	0,06 - 0,2 m	< 0,06 m		
	Punteggio		0	15	10	8	5		
4	Condizioni delle discontinuità	Lunghezza delle discontinuità	1 m	1 - 3 m	3 - 10 m	10 - 20 m	> 20 m		
		Punteggio	6	4	2	1	0		
		Apertura	Chiusa	0,1 mm	0,1 - 1,0 mm	1 - 5 mm	> 5 mm		
		Punteggio	6	5	3	1	0		
		Scabrezza	Molto scabre	Scabre	Leggermente Scabre	Ondulate	Lisce		
		Punteggio	6	5	3	1	0		
		Riempimento	Nessuno	Riempimento Duro < 5 mm	Riempimento Duro > 5 mm	Riempimento Sofice < 5 mm	Riempimento Sofice > 5 mm		
		Punteggio	6	4	2	2	0		
		Alterazione	Inalterate	Leggermente Alterate	Moderatamente Alterate	Molto Alterate	Decomposte		
		Punteggio	6	5	3	1	0		
5	Acque Sotterranee	Portata lungo 10 m di galleria	Nulla	< 10 litri/min	10 - 25 litri/min	25 - 125 litri/min	>125 litri/min		
		Rapporto pressione dell'acqua/ Tensione Principale maggiore	0	0 - 0,1	0,1 - 0,2	0,2 - 0,5	> 0,5		
		Stato generale	Secco	Leggerm. Umido	Umido	Stillicidi	Flusso d'acqua		
	Punteggio		15	10	7	4	0		
Correzione per l'orientazione delle discontinuità									
Immersione ed inclinazione discontinuità			Molto favorevole	Favorevole	Media	Sfavorevole	Molto Sfavorevole		
Punteggio	Gallerie		0	- 2	- 5	- 10	- 12		
	Fondazioni		0	- 2	- 7	- 15	- 25		
	Scarpate		0	- 5	- 25	- 50	- 60		
Classificazione									
Classe		I	II	III	IV	V			
Qualità		Molto buona	Buona	Discreta	Scadente	Pessima			
Punteggio		100 - 81	80 - 61	60 - 41	40 - 21	< 20			

Punteggi attribuiti ai parametri della classifica di Bieniawski, correzioni da apportare al valore dell'RMR di base e classi di qualità degli ammassi.

Infatti, questo parametro deve essere corretto per tener conto dell'orientamento delle discontinuità principali, presenti nell'ammasso, in relazione al verso di avanzamento dello scavo della galleria. Si possono presentare due casi (vedi figura successiva), a loro volta suddivisi in due sottotipi: A1) verso di avanzamento dello scavo concorde con la direzione di immersione della discontinuità (angolo β); A2) verso di avanzamento dello scavo discorde con la direzione di immersione della discontinuità. Con galleria in posizione B), ossia parallela alla direzione della discontinuità, si possono avere i sottotipi B1 e B2 a seconda del valore che l'angolo β assume (vedi figura successiva).

Direzione ed immersione delle discontinuità

Valutazione degli effetti dell'orientamento delle discontinuità

Galleria in posizione A

Pendenza β

Concorde con il verso
Di avanzamento

Discorde dal verso
Di avanzamento

45° - 90°

20° - 45°

20° - 45°

45° - 90°

Molto favorevole

Favorevole

Sfavorevole

Mediocre

Galleria in posione B

Pendenza β

20° - 45°

45° - 90°

Mediocre

Molto sfavorevole

N.B.: Per una pendenza = 0° - 20° l'effetto è "sfavorevole" qualunque sia la direzione

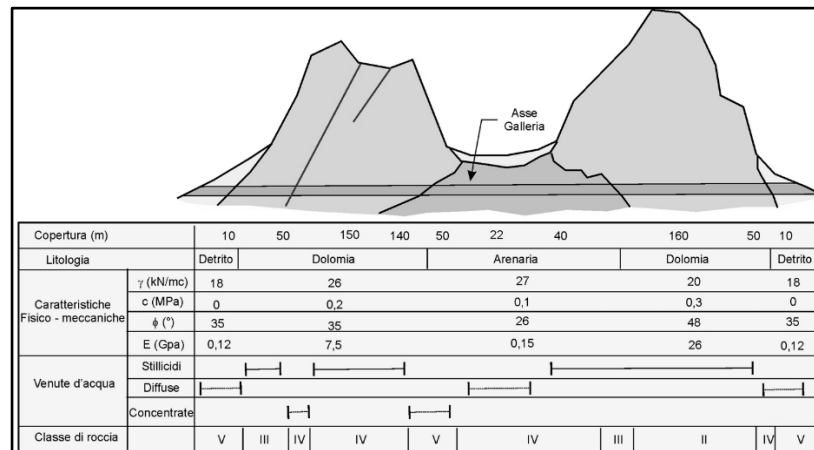
Correzioni per l'orientamento delle discontinuità principali in relazione al verso di avanzamento dello scavo della galleria.

Una volta apportata la più idonea correzione all'RMR di base, si ottiene il valore finale che consente di classificare l'ammasso in 5 classi, cui competono parametri di resistenza al taglio (coesione ed attrito di picco) e tempi di autosostentamento dello scavo non armato con relative lunghezze.

Classe	Qualità	Indice RMR	Coesione	Angolo d'attrito	Tempo di autoportanza Lunghezza tratto non armato
I	Molto buona	100 - 81	> 400 kPa	> 45°	10 anni - 15 m
II	Buona	80 - 61	300 - 400 kPa	35° - 45°	6 mesi - 8 m
III	Discreta	60 - 41	200 - 300 kPa	25° - 35°	1 settimana - 5 m
IV	Scadente	40 - 21	100 - 200 kPa	15° - 25°	10 ore - 2,5 m
V	Pessima	< 20	< 100 kPa	< 15°	30 minuti - 1 m

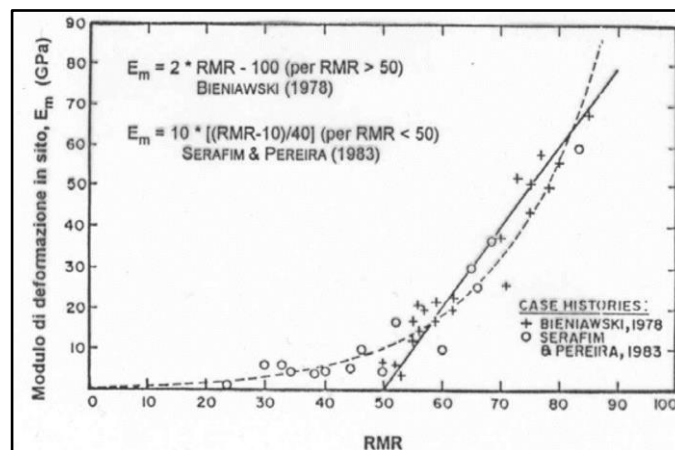
Resistenza al taglio e tempi di autosostentamento in relazione all'indice RMR.

L'ultima colonna della tabella precedente, consente di stabilire il tempo di autoportanza dello scavo, ovvero per quanto tempo il cavo dell'opera si manterrà da solo senza bisogno di sostegni. Inoltre vengono fornite indicazioni anche sulla lunghezza di questo tratto non armato, sempre in funzione della classe di roccia. Questi due ultimi elementi sono molto importanti per l'Impresa che scaverà la galleria in quanto, in fase di approntamento del cantiere, saprà quali tempi ha a disposizione per allestire i sostegni della roccia.



Esempio di sezione geomeccanica semplificata lungo il tracciato di una galleria con definizione delle classi di RMR e parametri geomeccanici degli ammassi.

Un altro vantaggio offerto dalla classifica di Bieniawski è quello di poter correlare, con sufficiente approssimazione, l'indice RMR di base alle caratteristiche meccaniche dell'ammasso, ad esempio al modulo di deformazione in sito.



Due correlazioni tra l'indice RMR ed il modulo di deformazione in sito dell'ammasso

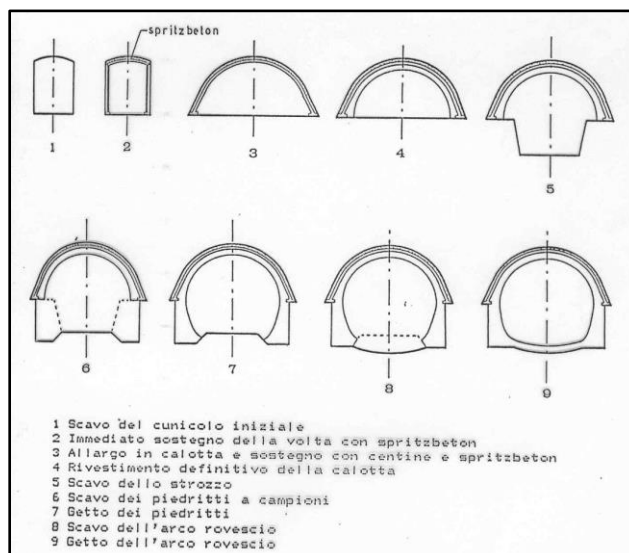
Altre informazioni che si possono ricavare dalla classifica concernono le tipologie di sostegni possibili (chiodature della roccia, reti metalliche, calcestruzzo proiettato – *spritz beton*, centine) da adottare nelle diverse parti della galleria.

Classe di roccia	Tempo di autoportanza lunghezza tratto non armato	Metodi di sostegno possibili						
		Bulloni *		Spritz - Beton			Centine	
		Spaziatura	Sostegni addizionali	Calotta	Piedritti	Sostegni addizionali	Tipo	Spaziatura
1	10 anni 15 m	Generalmente armatura non necessaria						
2	6 mesi 8 m	1,5 - 2,0 m	Occasionalmente rete metal In calotta	5 cm	No	No	Non economiche	
3	1 settimana 5 m	1,0 - 1,5 m	Rete metal ed eventual 3 cm di spritz-beton	10 cm	5 cm	Occasional rete metal e bulloni	Leggere	1,5 - 2,0 m
4	10 ore 2,5 m	0,5 - 1,0 m	Rete metal + 3-5 cm di spritz- beton in calotta ed ai piedritti	15 cm	10 cm	Rete metal e bulloni da 3 m ogni 1,5 m	Medie + 5 cm di spritz	0,7 - 1,5 m
5	30 minuti 1 m	Non consigliati		20 cm	15 cm	Rete metal bulloni e centine leggere. Contrasto al fronte arco rovescio	Pesanti con subito 8 cm di spritz	0,7 m
* Asta diametro 25 mm; lunghezza pari a metà larghezza galleria. Ancoraggio distribuito								

Tipologie di sostegni possibili in relazione alla classe di roccia.

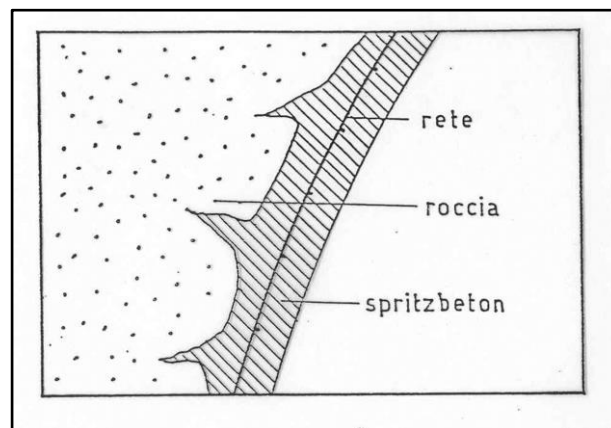
23.4 Metodi e tecniche di scavo delle gallerie

Lo scavo delle gallerie può avvenire con diverse modalità a seconda della qualità della roccia. Lo scavo può procedere “per parti” (a sezioni parziali), ovvero abbattendo la roccia in zone differenti fino ad ottenere la sagoma finale della galleria, oppure a “piena sezione”, ossia scavando per intero la sagoma finale della galleria. Queste due modalità di scavo dipendono dalle caratteristiche meccaniche della roccia da abbattere e dalle sue capacità di autosostenersi per tempi abbastanza lunghi senza bisogno di armature.

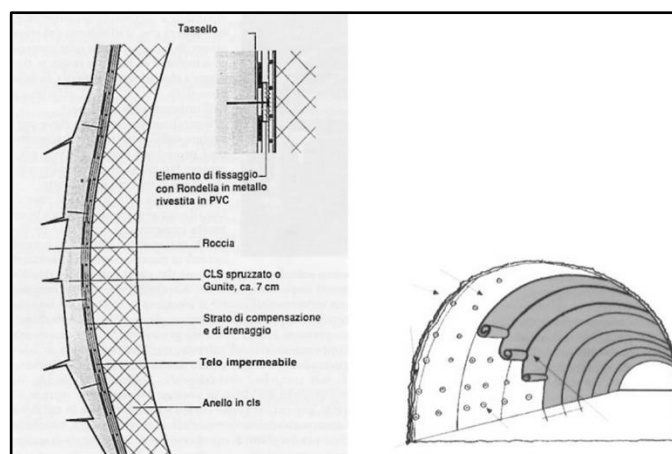


Scavo a sezioni parziali. I sostegni provvisori possono essere costituiti da spritz-beton e bulloni (o chiodi). Il rivestimento definitivo è gettato a ridosso del fronte di scavo.

Nello scavo a sezioni parziali si inizia con l'aprire un cunicolo in quella che sarà la calotta finale della galleria. Il cunicolo viene poi allargato fino a realizzare la calotta. Poi si scava la zona dello strozzo; si procede poi con lo scavo dei piedritti e, se necessario, si realizza anche l'arco rovescio. Generalmente, l'arco rovescio si pratica quando le rocce sono fortemente spingenti e tendono a chiudere il cavo della galleria. Una volta realizzata la sagoma di scavo, la roccia viene provvisoriamente sostenuta ancorando su di essa una rete metallica elettrosaldata, mediante bulloni con piastre metalliche allo scopo di sostenere frammenti rocciosi che potrebbero distaccarsi. Sulla rete elettrosaldata si applica uno strato di calcestruzzo proiettato (spritz-beton) che ha anche la finalità di penetrare nelle fratture più aperte al fine di consolidare l'intero perimetro di scavo. Infine si sistemano le centine metalliche opportunamente ancorate alla roccia mediante travature longitudinali, definite “*marciavanti*”.



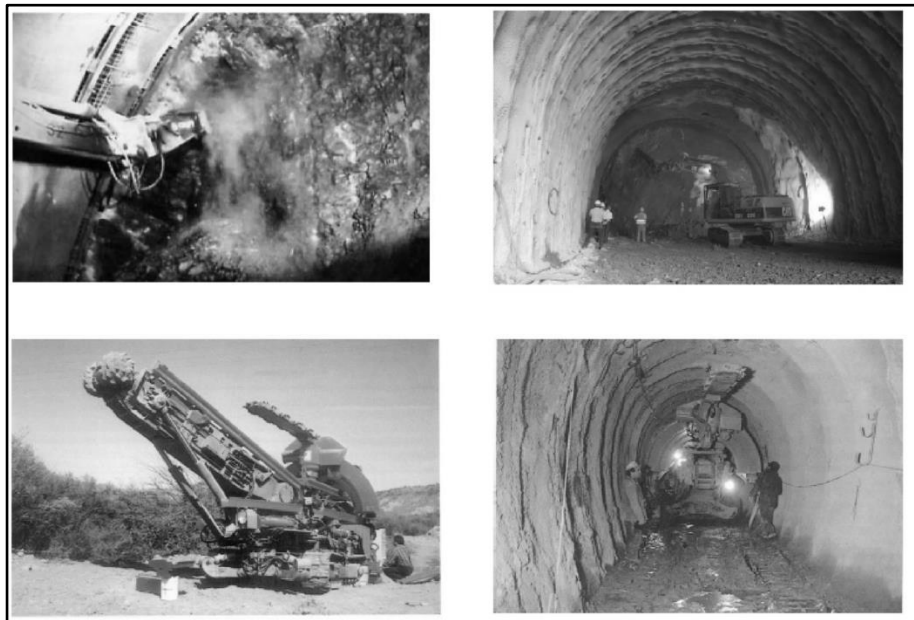
Rivestimento preliminare con rete elettrosaldata, opportunamente ancorata mediante bulloni, e calcestruzzo proiettato che tende a penetrare nelle fessure, assicurando un efficace consolidamento del perimetro di scavo.



Fasi di messa in opera del rivestimento definitivo.

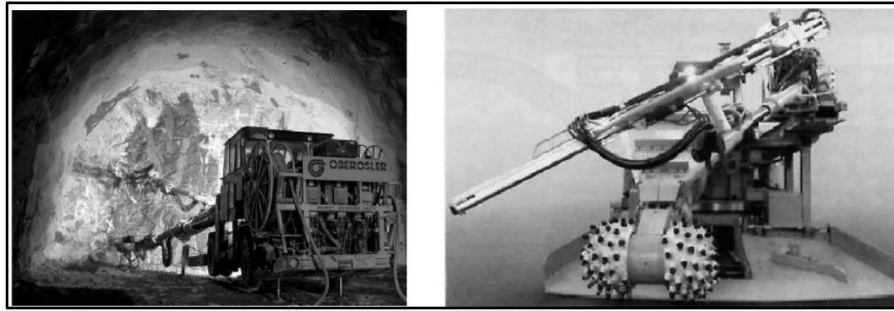
Se la roccia è molto spingente o si temono colpi di montagna, anche il fronte provvisorio di avanzamento di una galleria viene rivestito mediante spritz-beton e chiodature.

Lo scavo della galleria può prevedere l'uso di mezzi tradizionali, quali: *pale meccaniche* (per materiali incoerenti o debolmente coesivi); *ripper* (dente tagliente appuntito); *martelli demolitori* (per abbattere rocce scadenti ed utilizzati anche per la profilatura di scavo dopo l'uso di esplosivo). In alternativa, possono prevedersi mezzi non tradizionali, quali: le *frese* (per rocce con caratteristiche meccaniche da medie a elevate). Si distinguono: *frese ad attacco puntuale* (per scavo di sezioni di qualsiasi forma e dimensione purché non superiore a 30 m²); *frese ad attacco integrale* (per scavo di rocce con buone caratteristiche). Tali frese sono costituite da una testa rotante avente diametro pari a quello della galleria); *scudi* (per terreni sciolti o rocce così fratturate da avere un comportamento ad essi assimilabili). Si compongono di una camicia esterna sulla cui parte anteriore è collocato il sistema di scavo. Quest'ultimo è collocato all'interno di un grosso cilindro la cui funzione è quella di proteggere lo scavo da possibili distacchi locali).



Demolitori idraulici e frese ad attacco puntuale.

Lo scavo mediante esplosivi richiede preliminarmente la realizzazione di un certo numero di fori da mina all'interno del fronte di scavo da abbattere. Tali fori vengono, di norma, realizzati utilizzando mezzi quali i *jumbo* che ospitano una serie di perforatrici provviste di aste metalliche ("fioretti"). Nei fori così realizzati vengono inserite le mine, il cui insieme costituisce la cosiddetta "*volata*". Le stesse mine vengono fatte brillare contemporaneamente o in fasi successive distanziate fra loro di pochi millisecondi. La lunghezza dei fori da mina e la quantità di esplosivo utilizzata sono direttamente proporzionali alla qualità della roccia da abbattere.



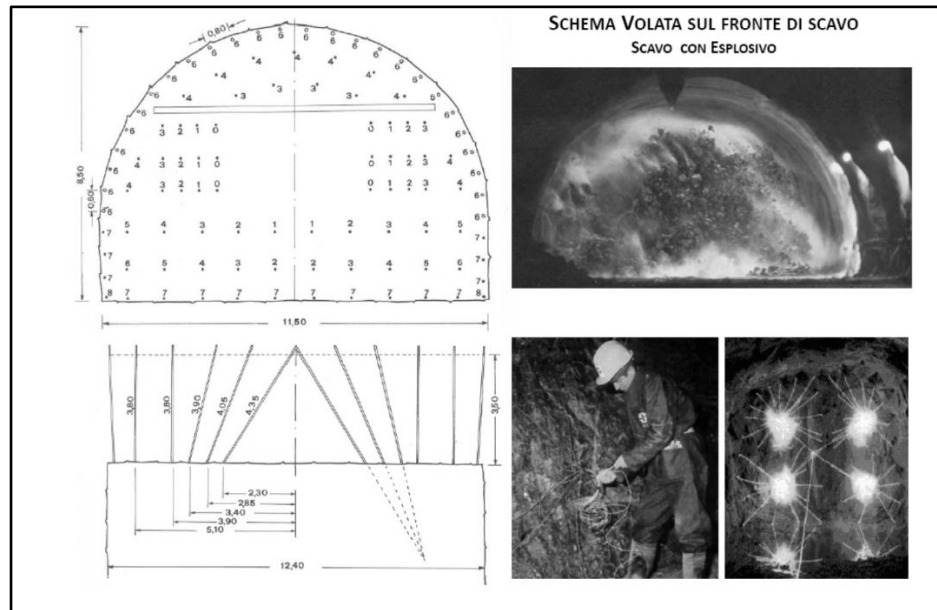
Perforatrice multibraccio (*Jumbo*) e fresa ad attacco puntuale.

L'esplosione è un fenomeno chimico-fisico che in un tempo breve o brevissimo sviluppa notevoli quantità di energia attraverso la produzione di gas a pressione e temperatura elevatissime. Il primo esplosivo di cui l'uomo ha potuto disporre è stata la *polvere nera* (miscela di nitrato di potassio, carbone e zolfo) che, nota fin dal XIII secolo, è stata usata oltre che per scopi militari anche per l'abbattimento di rocce sino alla metà del XIX secolo (ad esempio il traforo ferroviario del Frejus fu portato a termine nel periodo 1857-1871 utilizzando quasi esclusivamente questo tipo di esplosivo). Dopo la scoperta della *nitroglicerina* e la messa a punto della *dinamite* (risultante dall'imbibizione della nitroglicerina in un materiale poroso assorbente a base di farina di diatomee, che sono alghe unicellulari in grado di fissare nel loro scheletro la silice dell'acqua del mare) ad opera di Nobel nel 1867, si iniziò - nei lavori minerari e civili - ad utilizzare prodotti diversi ma tutti caratterizzati da reazioni esplosive estremamente veloci (da 1800 m/s sino a oltre 8000 m/s). Tali reazioni sono tipiche degli "*esplosivi detonanti*". Questi ultimi si dividono in *innescanti* se abbisognano della fiamma per deflagrare ed in *secondari* nel caso in cui occorra un urto perché avvenga la detonazione. Negli scavi l'esplosivo utilizzato per compiere un lavoro è denominato *carica*; essa viene alloggiata in un foro e si definisce *mina* un foro completo di carica innescata (cioè collegata con un detonatore o con miccia detonante) e di *borraggio*; quest'ultimo costituisce quel tratto di foro che viene riempito superiormente di materiali inerti (per lo più sabbia o roccia finemente tritata).

Una o più mine, predisposte per effettuare un determinato lavoro di abbattimento costituiscono, una *volata*.

L'esplosione ha la caratteristica di liberare in un tempo brevissimo energia sotto forma di onde d'urto e di gas a pressioni e temperature elevate.

L'onda d'urto attraversa la roccia alla velocità del suono, senza provocare fratture. Quando però l'onda raggiunge una parete libera (ad esempio la superficie verticale del fronte di scavo) essa viene riflessa come onda di tensione e le tensioni, se sono maggiori della resistenza a trazione della roccia, possono provocare fratture disposte parallelamente alla parete stessa.



Schema di volata predisposta sul fronte di avanzamento di una galleria. Le mine centrali (numeri 1-1,2-2,7-7) sono inserite in fori inclinati, in modo da generare una prima superficie libera sulla quale le onde d'urto, provenienti dalle altre mine, si rifrangono sollecitando la roccia a trazione. Lo scoppio delle mine avviene con ritardi di millisecondi. Le prime esplosioni riguardano le mine disposte nei fori inclinati nella zona della cosiddetta "rinora". Esse proiettano all'esterno la roccia e causano la formazione della superficie libera. Dopo le cariche della rinora, esplodono quelle disposte lungo la futura sagoma della galleria in modo da staccare la roccia da tutto il resto e limitare la propagazione del fronte di frantumazione al di là di quella da abbattere. Da ultimo esplodono le cariche del grosso della volata. Si riducono così i fuori-sagoma che necessiterebbero interventi di riempimento costosi.

Come detto in precedenza, lo scavo può procedere anche a piena sezione, realizzando la sagoma della futura galleria con macchine dette "*frese ad attacco integrale*" o "*talpe*". Queste macchine vengono costruite all'uopo, in funzione della sagoma della galleria che occorre realizzare e possono lavorare bene, consentendo avanzamenti anche di svariati metri al giorno, solo se la roccia ha buone proprietà meccaniche. Se queste proprietà variano in maniera consistente o la roccia è troppo fratturata, lungo l'asse di avanzamento si rischia il blocco della macchina che, in tal caso, deve essere smontata per poterla far arretrare dal fronte. Infatti, a tergo dello scudo che fresa la roccia, vengono subito posizionati gli anelli del rivestimento e quindi la sezione della galleria non consente di far arretrare la macchina per poter intervenire sugli organi meccanici che abbattano la roccia. La macchina ha forma cilindrica con alla estremità una testa rotante che porta gli utensili di scavo veri e propri. La testa ruota a 1-10 giri al minuto (a seconda della sua dimensione e del materiale in cui scava) e rimuove i frammenti di roccia. Dentro il cilindro, alle spalle della testa rotante, c'è una camera in cui è raccolto il materiale scavato, che a seconda del tipo di talpa, può essere estratto così com'è o misciato a fango. Il materiale di scavo esce dalla camera su una coclea, o vite senza fine, e viene posto su un rullo trasportatore. La macchina è ancorata alla roccia già scavata mediante dei martinetti idraulici che, tra l'altro, spingono in avanti lo scudo. Quando tutto

lo scudo è avanzato, il corpo centrale della macchina viene riposizionato in avanti mediante i martinetti e lo scavo riprende nella nuova posizione. Tutti i servizi sono alloggiati nel corpo della macchina (dall'elettricità per la camera di controllo, ai condotti per i fanghi di miscelazione). Sempre dentro lo scudo è presente il sistema di posizionamento dei conci in calcestruzzo prefabbricati per il rivestimento.



Frese scudate per scavo a piena sezione, in rocce con buone proprietà meccaniche.

23.5 Cenni sui criteri generali per la definizione dei sostegni delle gallerie

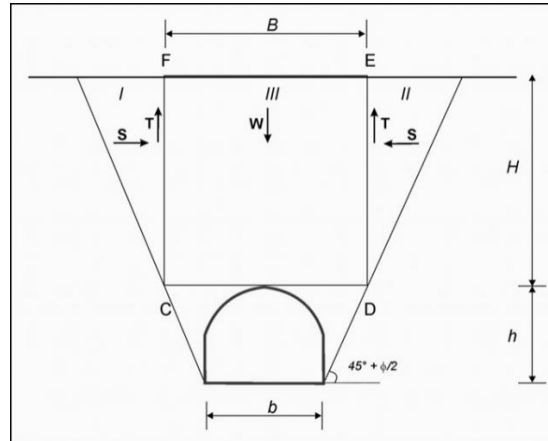
Esistono 3 categorie di metodi per definire la stabilità di uno scavo in galleria e per scegliere i sostegni più idonei. Essi sono: *metodi osservazionali*, basati sul monitoraggio delle deformazioni registrate durante lo scavo; *metodi empirici*, basati sull'osservazione del comportamento di gallerie precedentemente realizzate; *metodi analitici*, che utilizzano l'analisi degli sforzi e delle deformazioni attorno al cavo e la teoria dell'elasticità.

In questa sede, per semplicità, faremo riferimento al solo “*Metodo del carico di roccia*”. Questo metodo utilizza le classificazioni geomeccaniche, permettendo di progettare i rivestimenti delle gallerie in modo da resistere agli sforzi trasmessi dalle rocce circostanti. I primi tentativi per stimare i carichi di roccia gravanti sulle gallerie furono fatti da Bierbaumer e Terzaghi. Essi non considerano fattori quali: la flessibilità dei sostegni, il non perfetto contatto tra sostegno e roccia, le condizioni di stress presenti nel massiccio montuoso, la circolazione di acque sotterranee e il disturbo indotto nella roccia dagli esplosivi.

Il concetto alla base di questi metodi consiste nel considerare che il rivestimento dello scavo deve sostenere l'intero peso di roccia e/o terra soprastante la galleria, solo in casi limite di gallerie a piccola profondità, ove non si sviluppa l'*effetto arco*. I rivestimenti di tunnel molto profondi non sopportano il peso di centinaia di metri di roccia, poiché il carico è ridistribuito intorno al cavo attraverso una dilatazione e una mobilitazione della resistenza al taglio lungo i giunti, secondo

un meccanismo noto appunto come “*effetto arco*”. I sostegni, quindi, devono sopportare solo il carico non sostenuto dall'arco di roccia che si sviluppa allorchè si scava l'opera.

Si consideri una galleria posizionata a piccola profondità, rispetto al piano di campagna, scavata in un terreno dotato solo di attrito (caso teorico).



Modello e schema di calcolo adottato per gallerie superficiali nelle quali non si forma l'effetto arco. Per il significato dei simboli, vedi il testo.

Lo scavo crea, all'estradosso della galleria, un cuneo delimitato da piani inclinati di un angolo pari a $45^\circ + \phi/2$, essendo ϕ l'angolo d'attrito del terreno. Questo cuneo può immaginarsi diviso in 3 parti: una zona centrale di forma rettangolare (III) e due zone laterali di forma triangolare (I e II in figura). Lo sforzo orizzontale S sui due piani FC ed ED, vale: $\frac{1}{2} \gamma H^2 \tan^2(45 - \phi/2)$ mentre quello verticale T , diretto verso l'alto, sarà pari a: $T = S \tan \phi = (\gamma H^2/2) \tan \phi \tan^2(45 - \phi/2)$, essendo γ il peso di volume del terreno ed H la profondità della galleria dal piano di campagna. Ciò avviene poiché, all'atto dello scavo, le due zone laterali I e II tendono a muoversi verso il basso richiamate dallo scavo stesso.

Il carico Q sul piano CD, vale: $Q = W - 2T = (\gamma H B - 2T)$, essendo W il peso del terreno nella zona III. Da quanto sopra, si ricava che: $Q = \gamma H [b + 2h \tan(45 - \phi/2)] - \gamma H^2 \tan \phi \tan^2(45 - \phi/2)$, essendo h e b l'altezza e la larghezza della galleria, rispettivamente..

Il carico q , per unità di superficie, vale: $q = Q/B = \gamma H - [(\gamma H^2 \tan \phi \tan^2(45 - \phi/2)) / (b + 2h \tan(45 - \phi/2))]$, essendo B la larghezza della zona III.

Il carico p , per unità di superficie, sul piano CD (dovuto al peso totale del terreno sovrastante), vale: $p = \gamma H$.

Quindi, sarà ($q < p$) poiché q è diminuito per effetto della reazione ($2T$) che si esercita sulle facce FC ed ED. Pertanto, q è esprimibile come una frazione di p , ossia: $q = p \times \alpha$.

Il coefficiente α sarà dato da:

$$\alpha = (\gamma H - ((\gamma H^2 \tan \phi \tan^2(45 - \phi/2)) / (b + 2h \tan(45 - \phi/2))) / \gamma H$$

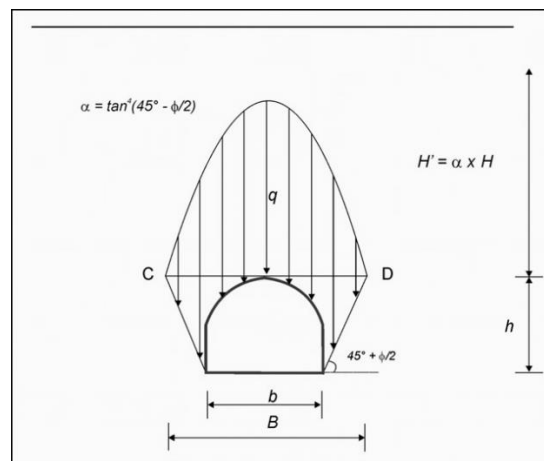
che può anche scriversi:

$$\alpha = 1 - ((H \tan \phi \tan^2(45 - \phi/2)) / (b + 2h \tan(45 - \phi/2))).$$

Si può quindi concludere che il carico gravante sul rivestimento, lungo CD, è pari al peso del terreno sovrastante ridotto di un coefficiente α che tiene conto dell'angolo d'attrito del terreno, nonché della larghezza e dell'altezza della galleria.

Esempio: Supponiamo di avere la sagoma di una galleria stradale avente $b = 11$ m ed $h = 9$ m, posta ad una profondità dal p.c. pari ad $H = 18$ m. Lo scavo è realizzato in un terreno incoerente avente angolo d'attrito interno $\phi = 38^\circ$ e peso dell'unità di volume $\gamma = 2,5$ T/m³. Lo sforzo orizzontale S sui due piani FC ed ED sarà quindi pari a 96,3 T/m, mentre quello verticale T , rivolto verso l'alto, sarà pari a circa 47 T/m. Il carico Q sul piano CD varrà circa 739 T ed il carico q , per unità di superficie, varrà circa 37 T/m². Poiché il carico litostatico $p = \gamma H$ sarà pari a circa 45 T/m², è verificata la condizione $q < p$. Il coefficiente α di riduzione del carico litostatico sarà pari a circa 0,83.

Fino ad ora, abbiamo trascurato l'effetto arco. Esso si forma quando la galleria è profonda ed il carico distribuito sul piano CD, avrà un andamento parabolico, con massimo pari a q al vertice della calotta e nullo in C e D.



Modello e schema di calcolo adottato per gallerie profonde nelle quali si forma l'effetto arco. Per il significato dei simboli, vedi il testo.

I valori limiti del coefficiente α , sono: 1 per gallerie superficiali (nelle quali non si forma l'effetto arco e si ricade nel caso precedente); $\alpha = \tan^2(45^\circ - \phi/2)$ per gallerie profonde, nelle quali cioè il valore di H sia maggiore di 5 volte il valore di B , ovvero ($H > 5B$).

In conclusione, può dirsi che è preferibile scavare gallerie profonde che superficiali in quanto nel primo caso l'effetto arco che si forma sulla calotta della galleria consente di progettare i sostegni dell'opera in modo tale da dover tenere in conto solo il peso della roccia in esso contenuta e non tutti il carico di roccia fino al piano di campagna. Ciò equivale a dire che dovremo tener conto solo

di un'altezza H' che sarà data dal prodotto di H per un coefficiente riduttivo da calcolarsi caso per caso.

In base all'approccio precedentemente descritto, Terzaghi propose il primo esempio storico di valutazione del carico trasmesso dall'ammasso roccioso e finalizzato al dimensionamento dei sostegni delle gallerie. Questo metodo empirico (noto come *Rock Load Classification*), ormai non più utilizzato nella pratica corrente, consente di valutare il carico agente in base all'ampiezza B della galleria e della sua profondità H dal piano di campagna. Sulla base della descrizione della roccia, vengono definite 9 classi di qualità, a ciascuna delle quali corrisponde una classe di rivestimento. Il metodo è stato sviluppato esclusivamente per sostegni realizzati con centine metalliche ed è stato in uso negli USA per moltissimi anni.

Condizioni della roccia	Carico di roccia H_p (in piedi)
1. Massiccia ed integra	0
2. Massiccia e stratificata o scistosa	$0 \div 0,5 B$
3. Moderatamente fratturata	$0 \div 0,25 B$
4. Moderatamente fratturata e sconnessa	$0,25 \div 0,35 B$
5. Molto fratturata e sconnessa	$(0,35 \div 1,10) C$
6. Completamente fratturata ma inalterata	$1,10 C$
7. Duttile a piccola profondità	$(1,10 \div 2,10) C$
8. Duttile a grande profondità	$(2,10 \div 4,50) C$
9. Rigonfiante	Per profondità > 250 piedi (≈ 75 m), è indipendente dal valore di C

La *Rock Load Classification* di Terzaghi. Carico di roccia H_p sui supporti di una galleria di larghezza B ed altezza H_t , a profondità maggiore di $1,5 C$, con $C = B + H_t$. Tutte le misure sono in piedi; 1 piede = 0,30 m.

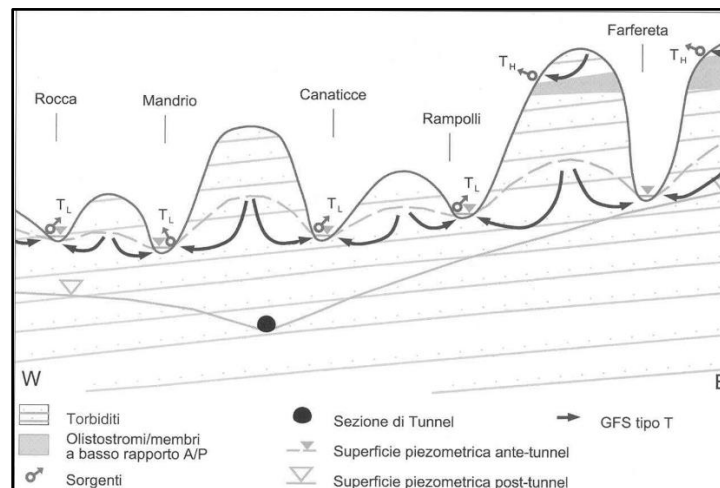
23.6 Problematiche idrogeologiche

Dal punto di vista idrogeologico, i problemi principali che si incontrano nello scavo di gallerie sono legati all'infiltrazione di acque sotterranee nel cavo durante la fase di avanzamento. L'entità delle infiltrazioni dipende oltre dal fatto che la quota della galleria può trovarsi al di sotto della falda, anche dal grado di fratturazione della roccia, dalla spazatura e dalla permeabilità delle discontinuità e dall'altezza del carico idrostatico al di sopra della galleria. In presenza d'acqua lo scavo del tunnel diventa più complesso, lento ed oneroso in quanto occorrono pompe di grande portata per prevenire l'allagamento della galleria.

Le infiltrazioni d'acqua possono causare danni anche a galleria ultimata, ad esempio per effetto del deterioramento delle opere in calcestruzzo dei rivestimenti e per corrosione dei supporti metallici soprattutto se le acque sono aggressive se contengono elevati tenori in solfati.

L'acqua raggiunge la galleria scorrendo lungo faglie e fratture e quindi più lungo è il tunnel maggiore è l'infiltrazione e la possibilità d'incontrare zone fratturate contenenti acque sotterranee. Zone nevralgiche, ove è possibile incontrare maggiori infiltrazioni sono quelle poste al di sotto di conche endoreiche e carsiche poste in superficie, al di sopra della volta, nonché in corrispondenza dell'attraversamento di corsi d'acqua.

Vi è poi anche il pericolo legato al depauperamento di falde idriche importanti che alimentano acquedotti, sorgenti e pozzi. Da tanto deriva la necessità di un attento studio idrogeologico preliminare dell'area interessata. Occorrerà in primo luogo censire le sorgenti, le loro portate e valutare le quote di emergenza delle falde in relazione alla quota della galleria. E' evidente che se la quota delle sorgenti è maggiore della quota di imposta della galleria sarà molto probabile che lo scavo stesso impegnerà la falda causando l'abbassamento della falda ospitata nel massiccio montuoso, a causa del drenaggio operato dall'opera durante lo scavo.

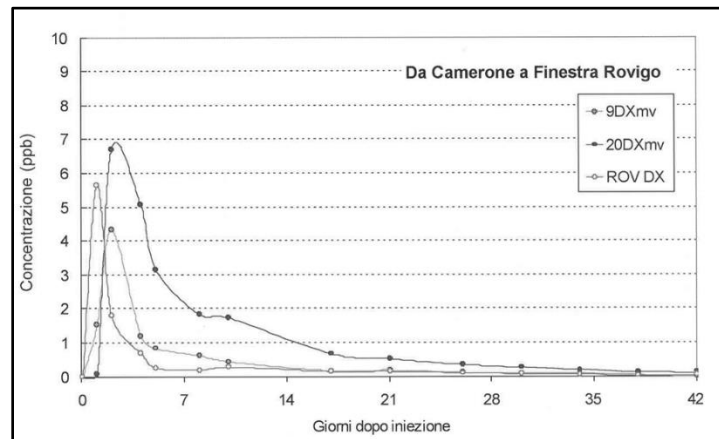


Modello concettuale della circolazione idrica sotterranea in relazione alla presenza di una galleria (scale verticali esagerate).

L'assetto idrogeologico dell'area, ricostruito mediante indagini in sito e perforazioni, andrà monitorato nel tempo, durante le diverse fasi dello scavo della galleria. E' possibile distinguere diversi tipi di rocce o terreni-serbatoio raggruppabili sommariamente in 3 categorie: rocce porose a permeabilità elevata; rocce fratturate e/o carsificate; terreni sciolti, permeabili.

Importanti sono anche le condizioni di confinamento idrogeologico degli acquiferi in relazione alla presenza di rocce e terreni impermeabili o scarsamente permeabili, in quanto si possono intercettare falde sospese più o meno collegate alla falda di base presente nel massiccio montuoso. In relazione allo scavo, è necessario determinare il quantitativo d'infiltrazione potenziale (in metri cubi al secondo) che presumibilmente è in grado di raggiungere la galleria. A tal proposito, utili indicazioni possono provenire da prove con *traccianti*.

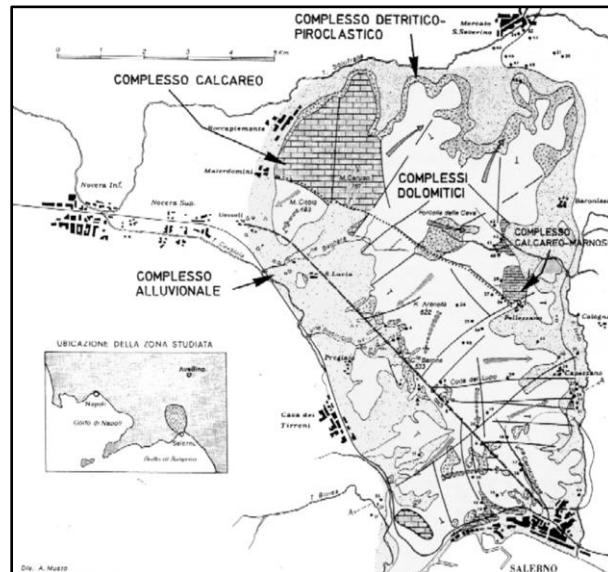
I traccianti sono sostanze chimiche che, immesse nei corpi idrici superficiali, vengono rilevate in profondità mediante diversi metodi. Traccianti spesso adoperati sono la *fluoresceina* e l'*uranina* che, diluite anche in piccole proporzioni nell'acqua, le colorano di giallo consentendo di accertare la presenza di collegamenti con le acque superficiali. Le analisi chimiche eseguite su campioni d'acqua prelevati in galleria, consentono di accertare eventuali collegamenti tra i punti di immissione superficiali e la galleria.



Esempi di curve di arrivo dell'uranina nelle gallerie TAV della linea Firenze-Bologna.

Il diagramma di cui sopra, consente di accertare l'arrivo quasi immediato del tracciante in galleria (dopo solo pochi giorni) e la sua diluizione nel tempo, a seguito dell'immissione nel corpo idrico superficiale che, evidentemente, è in collegamento con la falda sotterranea ospitata nel massiccio montuoso.

Un esempio altamente istruttivo che illustra l'impatto di una galleria mal progettata sul regime idrologico ed idrogeologico di un'area, è dato dallo scavo del tunnel ferroviario Santa Lucia sulla linea ferroviaria Napoli-Salerno, della lunghezza di circa 16 km. La galleria fu progettata nella metà degli anni '60 del secolo scorso, per superare il valico di Cava dei Tirreni caratterizzato da pendenze troppo elevate, in relazione alle esigenze di mobilità dei convogli moderni. All'atto della progettazione, fu completamente trascurato lo studio idrogeologico e pertanto, all'atto dello scavo la galleria (a doppio binario) intercettò le acque sotterranee di un importante acquifero ospitato nel massiccio montuoso, calcareo e dolomitico, dei Monti di Salerno mettendo in crisi il sistema di approvvigionamento di vari Comuni e molte imprese manifatturiere che attingevano acque sotterranee da pozzi e sorgenti presenti in zona.

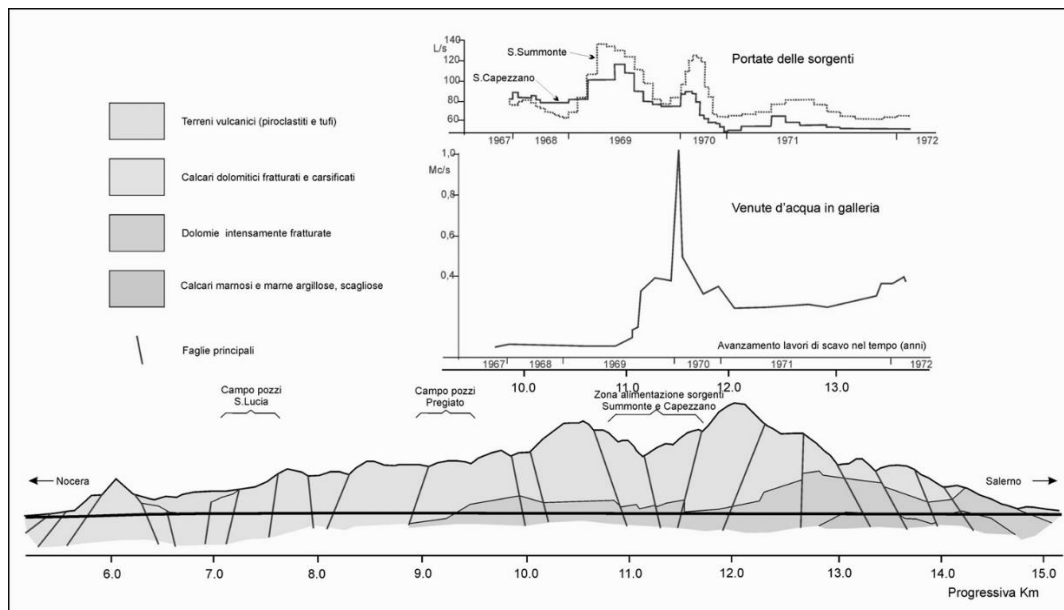


Carta idrogeologica schematica dell'area impegnata dalla galleria Santa Lucia (linea tratteggiata nera).

Il rilievo montuoso è caratterizzato dalla presenza di importanti sistemi di faglie a direzione antiappenninica (NE-SW) ed è tamponato lateralmente dalla presenza di depositi alluvionali, detritico-piroclastici e calcareo-marnosi, nel complesso, scarsamente permeabili. L'intero complesso montuoso, suddiviso in più unità idrogeologiche da spartiacque sotterranei, era sede di una falda di base, con elevate potenzialità idriche, che alimentava numerose sorgenti carsiche e pozzi asservite ai sistemi acquedottistici dei Comuni di Cava dei Tirreni, Nocera, Capezzano, Salerno, ecc. Le quote delle sorgenti, posizionate in corrispondenza delle aree bordiere del massiccio e lungo gli spartiacque sotterranei, erano maggiori della quota della galleria e quindi era presumibile che lo scavo avrebbe intercettato le falde che alimentavano le principali scaturigini. Dato l'assetto tettonico dell'area, il tracciato prescelto ha di fatto intercettato le numerose faglie a direzione antiappenninica lungo le quali le acque superficiali si infiltravano andando ad alimentare l'acquifero di base nel massiccio.

Nella figura successiva è riportata la sezione idrogeologica lungo l'asse della galleria con individuazione delle principali faglie attraversate dall'opera. All'atto degli scavi, iniziati sia dal versante settentrionale (Nocera Inferiore) che da quello meridionale (Salerno), le infiltrazioni d'acqua nello scavo sono andate via via crescendo provocando, in superficie, il prosciugamento delle diverse sorgenti e pozzi e, in profondità, gravi problemi dovuti a: esigenza di evacuare ingenti portate idriche; contrastare crolli anche rilevanti di materiali fortemente cataclastici (dolomie fratturate, dolomie farinose, ecc.). Fu necessario sospendere per lunghi tempi gli scavi e, in prossimità dell'imbocco sud (lato Salerno), laddove la galleria si veniva a trovare a piccola profondità dal piano di campagna in aree urbane, fu necessario addirittura ricorrere al

congelamento della roccia acquifera per consentire lo scavo all'asciutto e per limitare danni e cedimenti ai fabbricati. Ciò malgrado, si verificarono sfornellamenti e aperture di voragini con alcune vittime.



Sezione idrogeologica lungo l'asse della galleria Santa Lucia tra le progressive chilometriche 5.5 e 15.0 circa. Sono riportate le ubicazioni dei principali campi-pozzi e delle sorgenti più cospicue (Summonte e Capezzano). In alto, sono riportati gli idrogrammi di deflusso delle due sorgenti nel periodo 1967 – 1972 (durante la realizzazione della galleria) da cui si evince la progressiva riduzione di portate. Per confronto, è rappresentato anche l'andamento delle portate in galleria con il picco massimo (circa 1 m³/s) verificatosi nel 1970, quando lo scavo della galleria era giunto in corrispondenza della verticale della zona di emergenza delle due sorgenti.

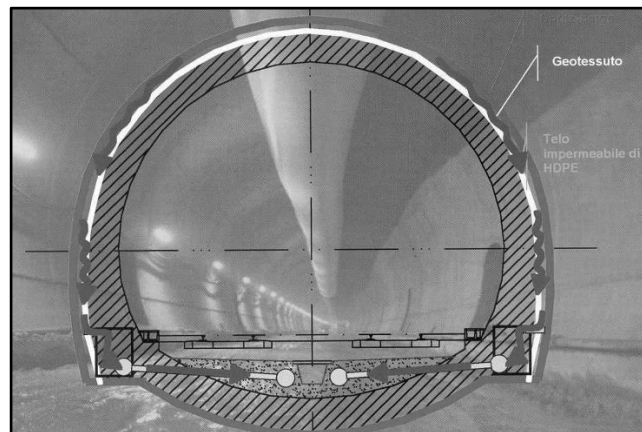


Venute d'acqua in galleria.

Terminati gli scavi, il massiccio montuoso risultò completamente sconvolto dal punto di vista idrogeologico. Non solo furono prosciugate la quasi totalità delle sorgenti e pozzi presenti nell'area ma anche la quota dell'intera falda di base del massiccio fu depressa al punto tale che ora essa si livella sulla quota della galleria stessa. Le acque attualmente intercettate dallo scavo (che si comporta come una vera e propria galleria drenante), ancorché caratterizzate da portate più

modeste rispetto a quelle precedenti lo scavo, sono convogliate nel sistema acquedottistico a servizio della Costiera amalfitana e della città di Salerno.

Quando la galleria attraversa (solo per tratti limitati) zone acquifere, è necessario prevedere interventi di impermeabilizzazione della roccia e delle fratture acquifere mediante iniezioni cementizie. E' necessario poi impermeabilizzare il rivestimento stesso in calcestruzzo e convogliare le acque intercettate dallo scavo in trincee, cunicoli, ecc.



Rappresentazione schematica del profilo di una galleria con arco rovescio e sistema di drenaggio delle acque sotterranee.

Talora le acque che raggiungono la galleria possono essere aggressive nei confronti dei cementi e delle armature metalliche. Le acque aggressive sono quelle che contengono elevati tenori di solfati (SO_4) che provocano il deterioramento dei rivestimenti. In presenza di acque con $\text{PH} > 6,5$ occorre prevedere l'impiego di cementi speciali. Risultano anche aggressive acque con contenuto salino maggiore di 150 mg/l. L'aggressività di un'acqua è dovuta anche alla presenza di H_2CO_3 , di composti organici e torbe. Per quanto riguarda la previsione della presenza di acque aggressive si opera mediante analisi chimiche delle sorgenti e sulla base del rilevamento geologico, al fine di accertare la presenza di rocce gessose, anidritiche, contenenti pirite, etc. in grado di arricchire di solfati le acque sotterranee.

23.7 Rischi connessi alla presenza di gas

Il gas presente nel sottosuolo può rimanere intrappolato in “tasche” o “trappole” che si formano al contatto tra terreni o rocce permeabili al gas e terreni argillosi impermeabili. Alcune formazioni geologiche, quali le Argille varicolori scagliose ed i Flysch argillosi, sono particolarmente indiziate per la presenza di situazioni che favoriscono l'accumulo di gas (soprattutto idrocarburi gassosi).

Alcuni gas, come il metano, quando si diffondono nel tunnel sono pericolosi non solo per la loro tossicità ma anche per la potenziale esplosività. Il metano in presenza di aria forma una miscela esplosiva, il *Grisou* (una miscela di gas ed aria, con tenori di CH_4 variabili tra il 5 ed il 14 %) che è inodore e, in presenza di fiamme libere o scintille, può esplodere. Altri gas, quali il monossido di carbonio (CO) e l'idrogeno solforato (H_2S) sono tossici ma non esplosivi, ma anche gas non tossici come il biossido di carbonio (CO_2) possono causare il soffocamento, se troppo abbondanti. La CO_2 è dannosa anche per le armature di sostegno, mentre l'idrogeno solforato può rinvenirsi in aree vulcaniche.

Effetti letali	CO_2 (%)	CO (%)	H_2S (%)	SO_2 (%)	NO, NO_2 (%)
Dopo 20 ÷ 30 min di inalazione	10 ÷ 20	0,05	0,05	0,01	0,01
Dopo un'inalazione di breve durata	20 ÷ 25	0,1	0,2	0,05	0,025

Valori relativi alla concentrazione mortale dei gas più comuni che possono incontrarsi in galleria.

Quando è nota o sospetta la presenza di gas, deve essere campionata la roccia con sondaggi esplorativi per stimare la quantità e le caratteristiche chimiche dei gas presenti e assicurare una buona ventilazione. E' necessario ancora evitare fiamme libere e schermare opportunamente i motori elettrici.

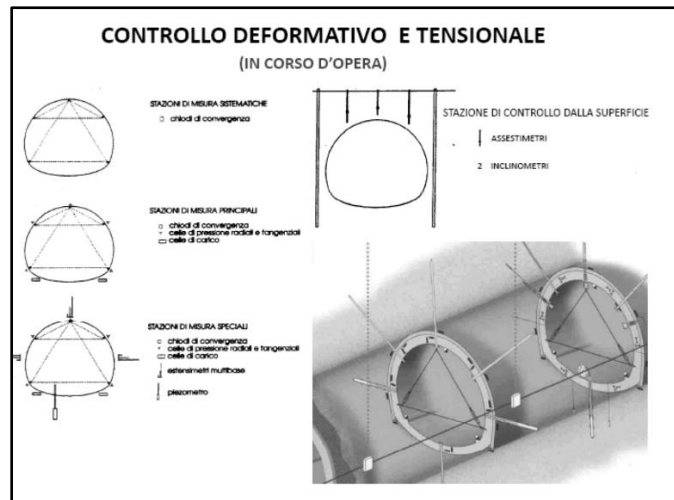
Anche la temperatura che si può raggiungere in gallerie profonde è un elemento che deve essere considerato. L'incremento della temperatura con la profondità è legato al "gradiente geotermico" che, in condizioni normali (in aree non vulcaniche) è pari a circa 1°C ogni 33 metri di profondità. In zone vulcaniche si possono avere gradienti anomali legati alla presenza di magma in via di consolidazione.

23.8 Cenni sul controllo dello stato tensionale e deformativo negli scavi

Come noto, nelle rocce ad elevate profondità lo stato di stress dipende dalla storia geologica e deformativa che ha caratterizzato la regione durante la messa in posto degli ammassi rocciosi. Oltre allo stress verticale dovuto al peso della roccia sovrastante (carico litostatico) esiste uno stress orizzontale legato alle sollecitazioni compressive e distensive verificatesi nel passato. Nel tempo, la roccia in profondità ha raggiunto una condizione di equilibrio che viene però repentinamente turbata dallo scavo della galleria. L'ammasso quindi deve raggiungere un nuovo stato di equilibrio che si realizza attraverso improvvisi rilasci di tensione localizzati (colpi di montagna) o con progressiva riduzione della sezione di scavo (chiusura della galleria). Sebbene i rivestimenti abbiano la funzione di contrastare le spinte che, talora, possono provenire anche dal

basso, le deformazioni che la roccia subisce devono essere attentamente monitorate sia per evitare incidenti e crolli localizzati sia per scongiurare la deformazione dei supporti metallici.

Per primo Mueller evidenziò il ruolo importante delle misurazioni dello stato deformativo e tensionale all'intorno di una galleria. Durante lo scavo, tali controlli consentono di ottenere informazioni relative al comportamento dell'ammasso e quindi di aggiornare in modo continuo il dimensionamento delle strutture di sostegno. Le misure che più comunemente si effettuano sui fronti di scavo sono "misure di convergenza" che si effettuano con "estensimetri" multibase posizionati in punti caratteristici dello scavo o in fori di sondaggio attrezzati e disposti in maniera radiale.



Estensimetri multibase lungo il perimetro di scavo e in fori di sondaggio.

Si tratta di misure in corso d'opera che consentono di misurare lo stato di stress nella roccia e le deformazioni che l'opera subisce. Se la galleria è ubicata a piccola profondità dal piano di campagna, occorre eseguire anche misure di deformazione mediante assestimetri ed inclinometri, soprattutto in previsione della sicurezza dei fabbricati e delle infrastrutture nei confronti di dissesti e cedimenti.