

POLITECNICO DI MILANO



SEMINARI DI GEOLOGIA APPLICATA

“L’ACQUA: RISORSA DA PRESERVARE O FATTORE DI RISCHIO?”

19 marzo 2007

**“Interazione tra circolazione idrica e opere di
ingegneria civile”**

**“Circolazione idrica in roccia e opere
in sottterraneo”**

Prof. Laura Scesi – D.I.I.A.R. Politecnico di Milano

Politecnico di Milano
Dipartimento di Ingegneria Idraulica,
Ambientale, Infrastrutture Viarie, Rilevamento

Piazza Leonardo da Vinci, 32
20133 Milano
Tel. 02 2399 6220
Fax 02 2399 6239
direz@idra5.iar.polimi.it
www.diiar.polimi.it
Partita Iva: 04376620151
Codice fiscale: 80057930150

PREMESSA

Per quanto riguarda l'aspetto idrogeologico, la realizzazione di una galleria comporta essenzialmente due tipi di problematiche: la prima è legata alla previsione circa la localizzazione delle venute d'acqua, mentre la seconda è legata alla previsione dei processi di drenaggio, ovvero alla stima delle portate drenate, alla valutazione dell'abbassamento piezometrico indotto dallo scavo e alle eventuali ripercussioni che tale abbassamento provoca sull'assetto idrogeologico superficiale.

PREVISIONE CIRCA LA LOCALIZZAZIONE DELLE VENUTE D'ACQUA

Per effettuare una previsione circa la localizzazione delle venute d'acqua in galleria è necessario:

- conoscere le modalità di circolazione idrica all'interno dei mezzi rocciosi;
- ricostruire i circuiti idrici sotterranei;
- determinare la permeabilità del mezzo e la direzione preferenziale del flusso idrico.

a) Modalità di circolazione idrica all'interno dei mezzi rocciosi fratturati

Nelle rocce la circolazione idrica avviene attraverso un sistema di "vuoti" che è assai diverso rispetto a quello delle terre sciolte, sia per dimensioni che per forma e densità. Infatti, nella maggior parte delle rocce la circolazione dell'acqua avviene attraverso le numerose discontinuità primarie (stratificazione, scistosità) e/o acquisite (fratture, faglie, cavità carsiche) presenti negli ammassi rocciosi.

Nelle rocce intrusive, per esempio, i vuoti sono rappresentati soprattutto dalle fratture, nelle rocce metamorfiche dalle fratture e dai piani di scistosità, mentre nelle rocce sedimentarie i vuoti sono spesso determinati dalla dissoluzione che allarga le discontinuità preesistenti (carsismo), dalla mancata cementazione di una parte della roccia, dalla fratturazione o dalla stratificazione. I tufi presentano cavità determinate dal disfacimento di ceneri o dalla dissoluzione di calcari contenuti nella roccia originaria, dal consolidamento non completamente omogeneo della massa, o dalla mancata cementazione di parte della roccia; mentre i porfidi, come i basalti, presentano una marcata fessurazione colonnare dovuta alla riduzione di volume della roccia nel corso del raffreddamento. Nelle lave e nelle scorie vulcaniche i vuoti, dovuti in parte alla "degasazione" nel corso del raffreddamento, danno luogo a una permeabilità elevatissima e a una porosità eccezionale, tanto che si creano considerevoli accumuli d'acqua. Tutte queste forme di "vuoti" consentono all'acqua di circolare nelle rocce, anche in quelle che, per propria natura litologica, sono poco o per nulla permeabili (Figura 1).

Il deflusso delle acque avviene dunque all'interno di questo complesso reticolato di vuoti ed è fortemente influenzato dagli afflussi meteorici, dal regime dei corsi d'acqua superficiali e dalla fusione delle nevi. Diventa pertanto fondamentale conoscere innanzitutto origine, caratteristiche e distribuzione di tali vuoti per comprendere meglio come l'acqua si muove nel mezzo roccia.

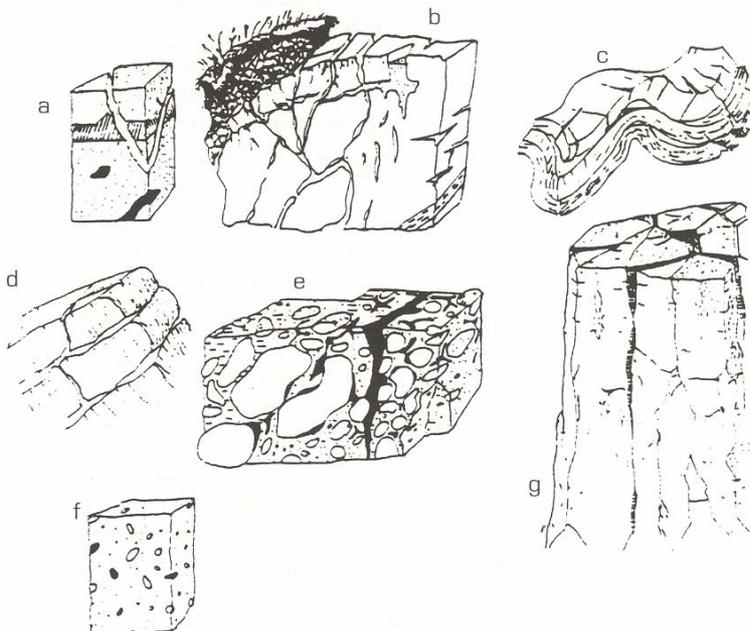


Figura 1: Tipologie di vuoti tipiche degli ammassi rocciosi (Francani V., 1997).

Se i “vuoti” sono dovuti a mancata cementazione, degasazione, consolidamento non completamente omogeneo della massa, dissoluzione di porzioni di roccia, ecc., la roccia risulta suddivisa in frammenti piccoli, assimilabili ai granuli di una terra sciolta, quindi le modalità di circolazione idrica, qualora i vuoti siano interconnessi, sono analoghe a quelle dei mezzi porosi.

Invece se i “vuoti” sono generati da fenomeni di raffreddamento, stratificazione, scistosità, fratture e faglie di origine tettonica, carsismo, ecc. il reticolo fessurativo (discontinuità) suddivide la roccia in porzioni piuttosto grandi e il flusso idrico risulta fortemente influenzato dalle caratteristiche geometriche e meccaniche di tali “vuoti”. Si dovrà pertanto operare una distinzione tra:

- materiale roccia, elemento costituito da particelle discrete, granuli o cristalli, legati fra loro da forze coesive a carattere permanente, privo di discontinuità
- ammasso roccioso, corpo fisico costituito dall'insieme del materiale roccia e delle discontinuità;

Mentre il materiale roccia (matrice) è un mezzo continuo con permeabilità e porosità pressoché nulle, l'ammasso roccioso è un mezzo non continuo nel quale le discontinuità sono l'elemento che determina il comportamento idraulico dell'insieme. Diventa pertanto fondamentale conoscere le caratteristiche e la distribuzione di tale reticolo fessurativo.

Caratteristiche delle discontinuità

I principali parametri e le caratteristiche salienti delle discontinuità primarie (fessure di raffreddamento, stratificazione, scistosità) e acquisite (fratture e faglie di origine tettonica, dissoluzione carsica) presenti negli ammassi rocciosi sono (Figure 2, 3, 4 e 5):

- Orientazione
- Grado di fratturazione (spaziatura, intercetta, frequenza, volume roccioso unitario - VRU)
- Persistenza
- Apertura e riempimento
- Scabrezza
- Grado di alterazione
- Condizioni di umidità



Figura 2: esempio di volume roccioso unitario



Figura 3: esempio di spaziatura tra due discontinuità



Figura 4: esempio di apertura delle discontinuità

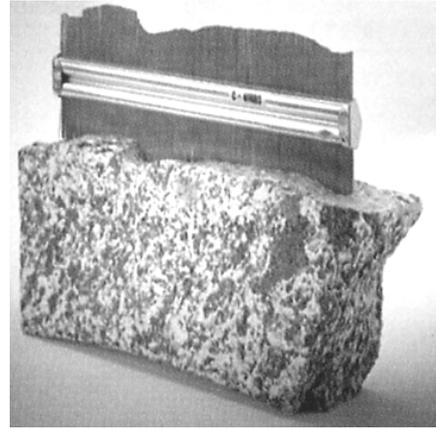


Figura 5: esempio di rugosità di un giunto

Distribuzione del reticolo fessurativo

Per rappresentare in modo sintetico i dati inerenti le discontinuità presenti nell'ammasso roccioso vengono utilizzate le proiezioni stereografiche, che consentono di avere una visione tridimensionale del problema piano (Figura 6).

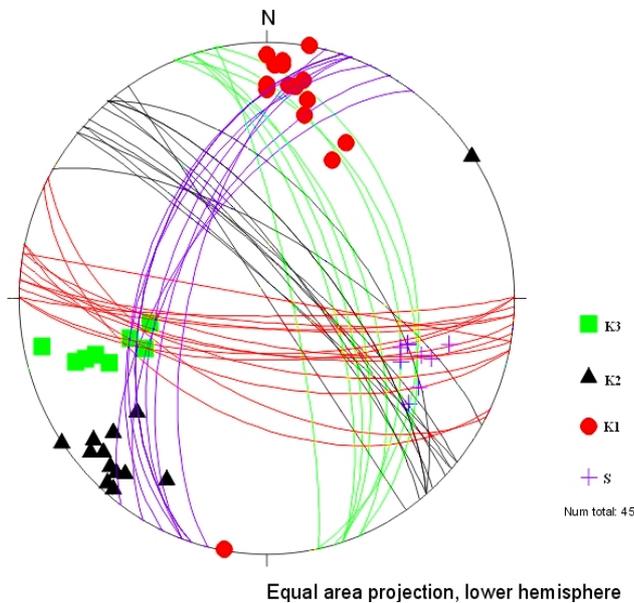


Figura 6: Proiezione stereografica delle discontinuità rilevate in sito

Le caratteristiche geometriche dei sistemi di discontinuità possono essere rappresentate anche attraverso modelli stocastici in quanto ciascun parametro (orientazione, spaziatura, ecc.) può essere descritto per mezzo di distribuzioni statistiche, applicabili a porzioni di ammasso roccioso statisticamente omogenee.

Tra i vari possibili modelli, si ricordano:

il modello ortogonale (Imray S. 1955), che ipotizza la presenza di due o più sistemi di discontinuità tra loro ortogonali (Figura 7a); la spaziatura viene considerata costante oppure assimilata ad un processo poissoniano, mentre le discontinuità possono essere di due tipi:

- illimitate (di lunghezza infinita), cioè di dimensioni superiori a quelle del dominio considerato;
- limitate (di lunghezza finita), per le quali devono essere definite forma e dimensioni.

La teoria di Baecher G.B. (1977), che ipotizza la forma dei giunti circolare o ellittica (Figura 7b); un sistema di discontinuità è quindi dato da un insieme di dischi paralleli i cui centri hanno una distribuzione nello spazio random di tipo poissoniano, mentre il raggio presenta una distribuzione lognormale; la giacitura dei dischi può essere considerata costante oppure assimilata anch'essa ad una variabile aleatoria (Figura 8).

Il modello di Veneziano D., che considera una distribuzione poissoniana dei piani contenenti i giunti, per i quali viene ipotizzata una distribuzione uniforme nello spazio; ogni piano viene quindi suddiviso attraverso un processo poissoniano in regioni di forma poligonale, che possono essere costituiti da roccia intatta o contenere giunti (Figura 9); le tracce delle discontinuità risultanti presentano distribuzione esponenziale.

Il modello di Dershowitz (1984) è simile al precedente per quanto riguarda la generazione dei piani dei giunti; le intersezioni tra i diversi piani definiscono su ciascun piano dei poligoni, che possono essere definiti come giunti o roccia intatta.

Studi successivi hanno portato all'implementazione di modelli statistici in grado di riprodurre, attraverso un processo stocastico (Figura 10), il reticolo fessurativo tenendo conto dell'andamento dei principali lineamenti geologico-strutturali (Ivanova V., 1998; Meyer T. & Einstein H.H., 2002).

Ciascuno di tali modelli introduce specifiche relazioni tra le varie caratteristiche geometriche delle discontinuità, consentendo di prevedere e rappresentare la geometria dell'ammasso roccioso.

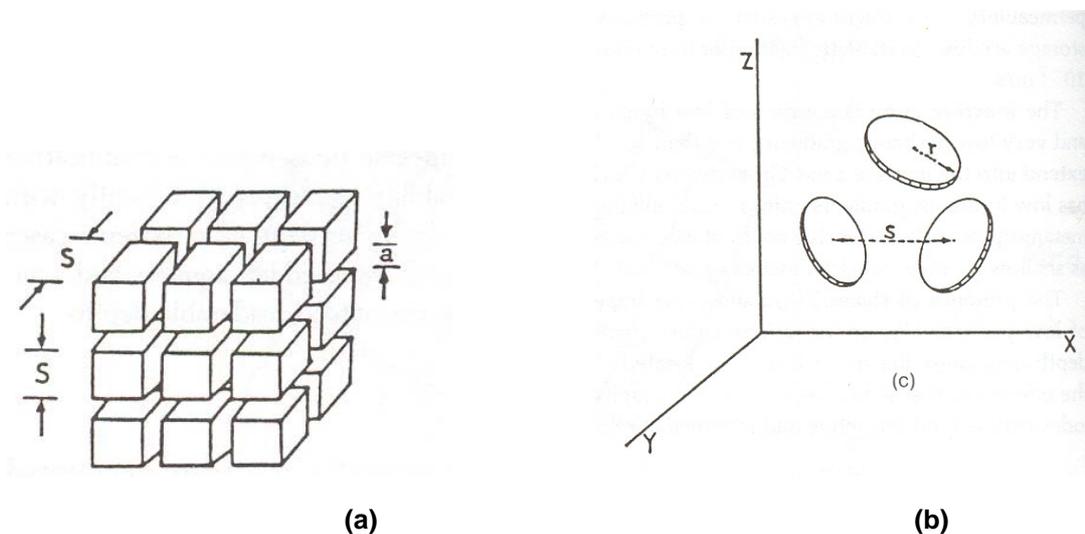


Figura 7: Rappresentazione delle discontinuità: (a) secondo il modello ortogonale, (b) secondo la teoria di Baecher (Lee C.H. e Farmer I., 1993).

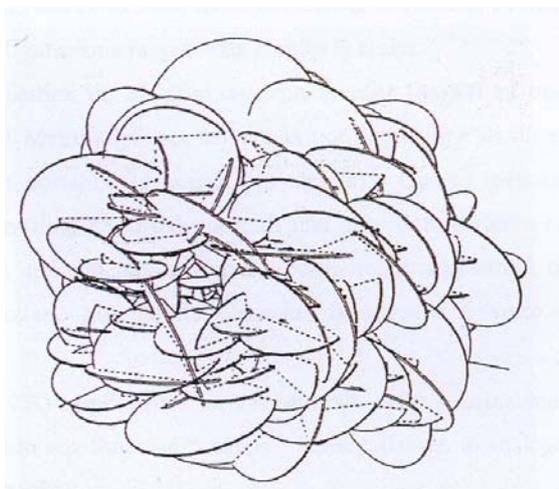


Figura 8: Esempio di generazione di un dominio fratturato secondo la teoria dei dischi (Billaux, 1990).

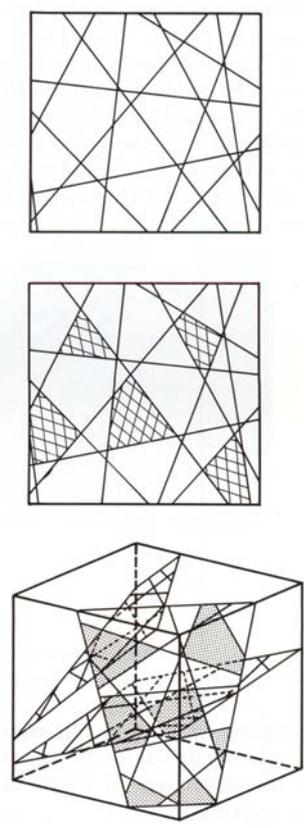


Figura 9: Generazione di un modello fratturato secondo la teoria di Veneziano (Dershowitz W.S. et al., 1988). a) Generazione delle tracce su un piano attraverso un processo poissoniano; b) processo di selezione dei poligoni e delle discontinuità; (c) processo poissoniano di generazione delle superfici di frattura in 3-D.

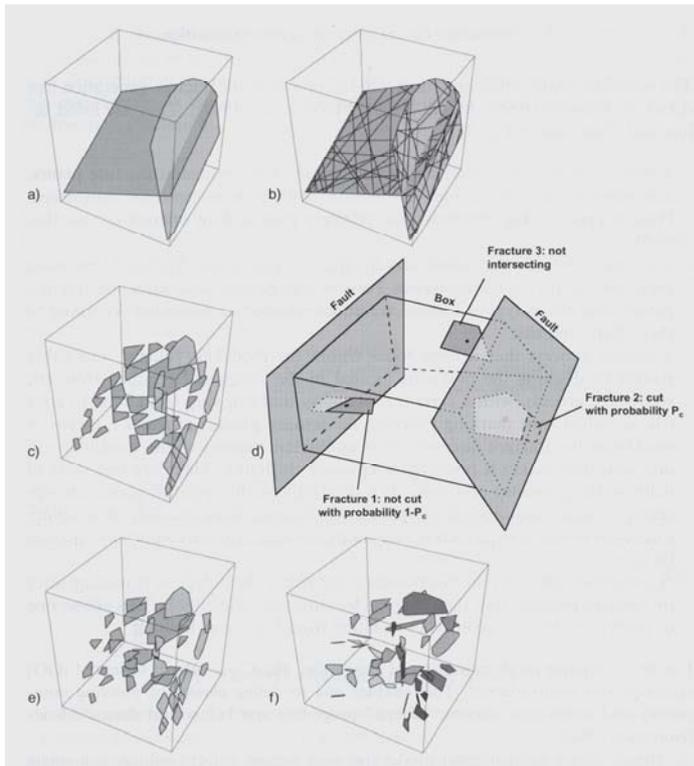


Figura 10: Fasi del processo stocastico per la generazione del modello geologico-stocastico (Meyer T. e Einstein H.H., 2002); a) fase 1: simula l'orientazione delle potenziali superfici di frattura attraverso un processo poissoniano; b) e c) fase 2: sulle superfici delle fratture vengono individuati i blocchi di roccia intatta e le discontinuità; d) fase 3: definisce le diverse zone del volume modellizzato, associando a ciascuna una diversa intensità di fratturazione, e seleziona di conseguenza una parte dei poligoni precedentemente generati lungo le superfici di frattura; e) e f) fase 4: i poligoni possono essere traslati e/o ruotati.

b) Ricostruzione dei circuiti idrici sotterranei

Per ricostruire i circuiti idrici sotterranei risulta di fondamentale importanza integrare gli studi geologici, geologico-strutturali, geomeccanici e idrogeologici tradizionali con analisi più approfondite circa l'individuazione e la caratterizzazione delle "zone di frattura" e dei circuiti carsici. Come ben noto, infatti, queste strutture condizionano in modo determinante il flusso idrico sotterraneo, in quanto costituiscono delle vie preferenziali di infiltrazione dell'acqua e possono mettere in comunicazione gli acquiferi superficiali con quelli più profondi (Figura 11). Le indagini e gli approfondimenti necessari per lo scopo prefissato possono essere effettuati tramite prospezioni geofisiche (Figura 12) o rilevamenti geologico-strutturali e geomeccanici tradizionali (Figura 13).

L'interpretazione dei risultati ottenuti dalle indagini sopra citate consente di ricostruire con un buon grado di dettaglio il modello concettuale della circolazione idrica sotterranea, in particolare in relazione alla presenza di zone di interconnessione tra i diversi livelli acquiferi.

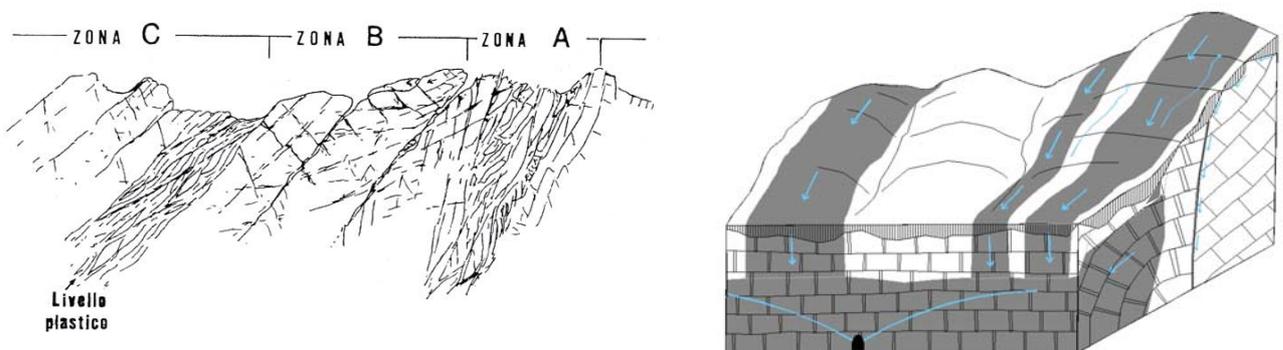


Figura 11: Schematizzazione bidimensionale e tridimensionale delle fasce di frattura che determinano l'interconnessione tra le acque superficiali e quelle profonde.

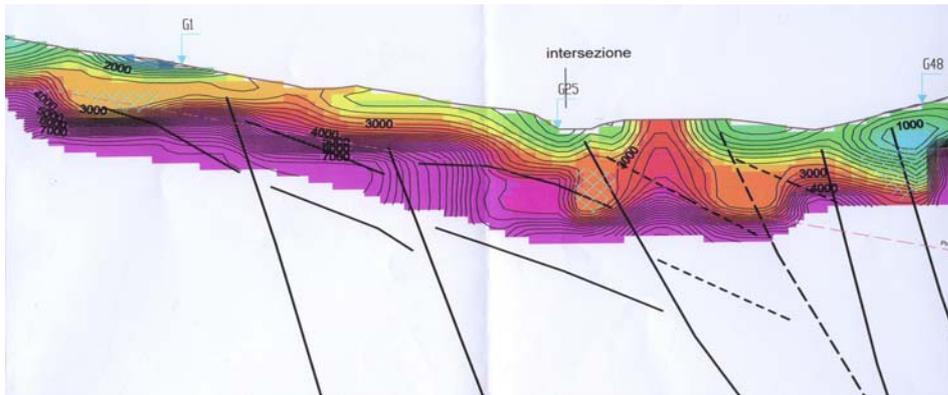


Figura 12: esempio di profilo sismico a riflessione ad alta definizione. Le velocità sono espresse in m/s. La retinatura azzurra indica le zone di frattura.

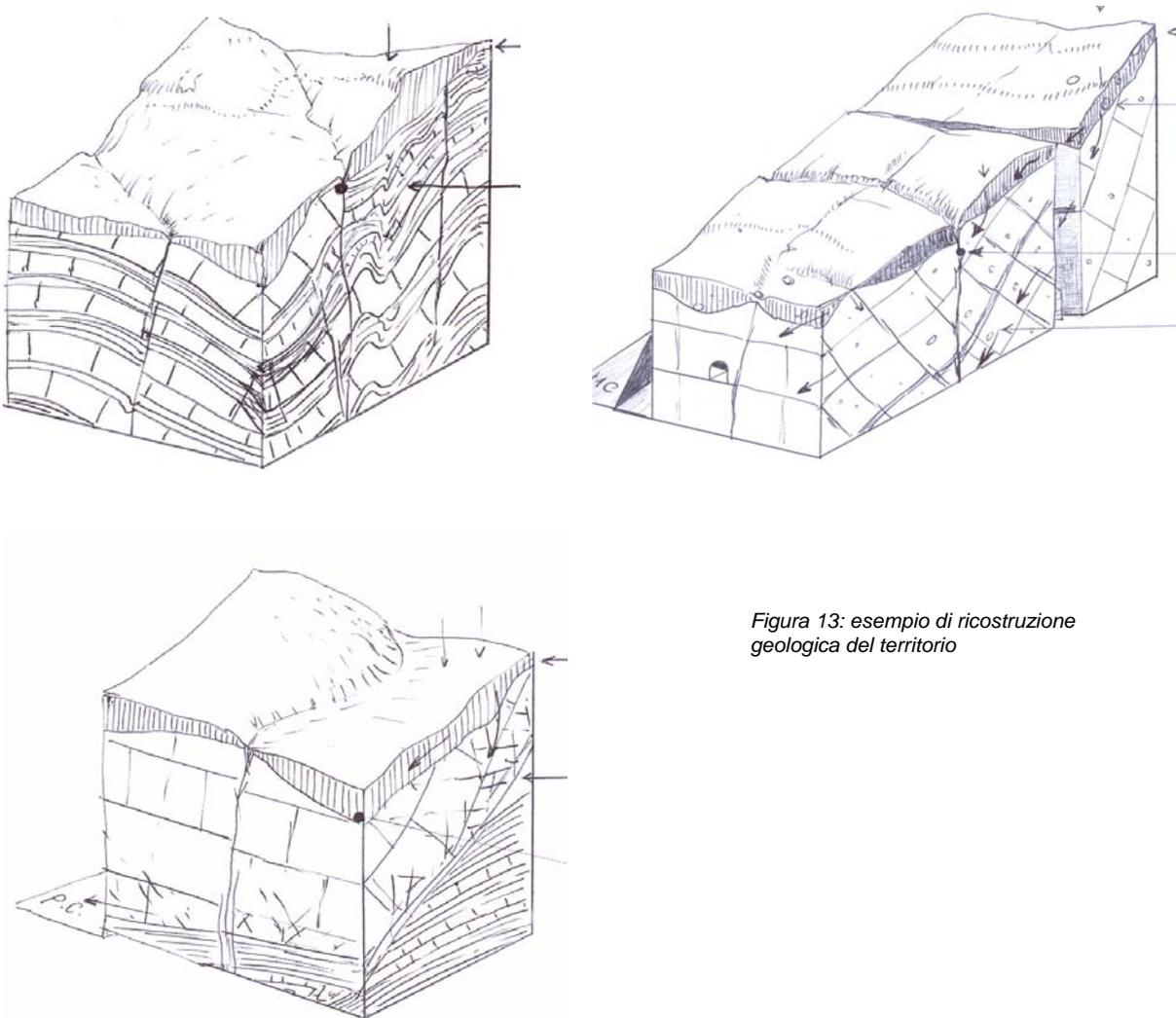


Figura 13: esempio di ricostruzione geologica del territorio

c) Determinazione della permeabilità del mezzo e della direzione preferenziale del flusso idrico

Da un punto di vista idraulico, gli ammassi rocciosi sono mezzi eterogenei, anisotropi e discontinui. Poiché la circolazione idrica nelle rocce avviene prevalentemente lungo le discontinuità, l'esatta conoscenza della loro distribuzione e dei loro parametri caratteristici è fondamentale per individuare le grandezze che descrivono le modalità di scorrimento del fluido, in particolare per quanto riguarda la determinazione della permeabilità. Nel corso degli anni sono state messe a punto diverse metodologie, alcune di tipo deterministico, altre di tipo probabilistico, capaci di correlare i dati strutturali con i parametri idrogeologici. Secondo l'approccio deterministico, il mezzo roccioso viene considerato impermeabile se non lungo le discontinuità. Ciò corrisponde, da un punto di vista idraulico, ad assimilare il flusso dell'acqua nel giunto a quello che avviene tra due piani paralleli o subparalleli (equazione di Navier-Stokes - Figura 14).

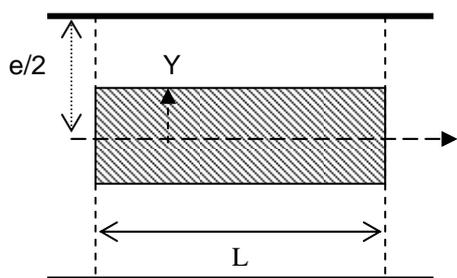


Figura 14: rappresentazione del moto di un fluido tra due piani paralleli, indefiniti e lisci di apertura "e" costante.

Ne deriva che il valore della permeabilità, relativa ad un solo giunto liscio e in condizioni di moto laminare, assume la seguente espressione:

$$k = \frac{\gamma e^2}{12\mu} = \frac{g e^2}{12\nu}$$

dove e è l'apertura media del giunto, g è l'accelerazione di gravità e ν , γ , μ rispettivamente la viscosità cinematica, il peso specifico e la viscosità dinamica del fluido in esame.

Se si tiene conto anche del **regime di moto** (laminare, turbolento, di transizione) e della rugosità dei giunti in termini di **altezza** relativa **delle asperità**, le relazioni per la determinazione della conducibilità idraulica sono riportate nella Tabella 1.

Per tener considerare anche **spaziatura** e **frequenza**, Snow D.T. (1969) propose la seguente relazione, valida per giunti lisci e moto laminare:

$$k_i = \frac{e_i^3 N_i}{12\nu}$$

dove N_i è la frequenza (m^{-1}) della i -esima famiglia di discontinuità

Se si vuole tener conto anche della **giacitura** delle discontinuità, la conducibilità idraulica può essere espressa come un tensore (Louis C., 1974 e Kiraly L., 1969):

$$\overline{\overline{k}} = \sum_{i=1}^m [(e_i^3 * g * f_i) \div 12 \nu] \overline{\overline{A}}_i$$

dove:

$\overline{\overline{k}}$ = tensore di conducibilità idraulica (m/s);

e = apertura media delle discontinuità (m);

g = accelerazione di gravità (m/s^2);

f = frequenza media (numero di discontinuità per unità di lunghezza) ($1/m$);

ν = viscosità cinematica dell'acqua a $20^\circ C$ ($10^{-6} m^2/s$);

m = numero di famiglie individuate nella stazione di misura considerata;

$\overline{\overline{A}}$ = $(\overline{\overline{I}} - \overline{\overline{n}} \otimes \overline{\overline{n}})$ tensore di orientamento

essendo: $\overline{\overline{I}}$ = tensore fondamentale (matrice identità);

$\overline{\overline{n}}$ = vettore normale al piano medio della famiglia di discontinuità considerata;

	Regime	Legge del moto	Permeabilità
$\varepsilon/D_h < 0,033$ (rugosità di superficie)	Laminare	$\lambda = \frac{96}{Re}$ [Poiseuille, 1839]	$k_i = \frac{ge_i^3}{12\nu}$ (Snow, 1969)
	Turbolento (giunti lisci)	$\lambda = 0.316 Re^{-1/4}$ [Blasius, 1913]	$k_i = \left[\frac{g}{0.079} \left(\frac{2}{\nu} \right)^{1/4} e_i^3 \right]^{4/7}$
	Turbolento (giunti rugosi)	$\frac{1}{\sqrt{\lambda}} = -2 \log \frac{\varepsilon}{3.7 D_h}$ [Nikuradse, 1930]	$k_i = 4\sqrt{g} \left[\log \frac{3.7}{\varepsilon} \frac{e_i^{1.5}}{D_h} \right]$
$\varepsilon/D_h > 0,033$ (rugosità di forma)	Laminare	$\lambda = \frac{96}{Re} \left[1 + 8.8 \left(\frac{\varepsilon}{D_h} \right)^{1.5} \right]$ [Louis, 1967]	$k_i = \frac{ge_i^2}{12\nu \left(1 + 8.8 \left(\frac{\varepsilon}{D_h} \right)^{1.5} \right)}$
	Turbolento	$\frac{1}{\sqrt{\lambda}} = -2 \log \frac{\varepsilon}{1.9 D_h}$ [Louis, 1967]	$k_i = 4\sqrt{g} \left[\log \left(\frac{1.9}{\varepsilon/D_h} \right) \right] e_i^{1.5}$

Tabella 1: relazioni per la determinazione della conducibilità idrica in funzione del regime di moto e dell'altezza delle asperità.

Si determinano in tal modo le tre permeabilità principali k_1 , k_2 , k_3 e la loro orientazione nello spazio. Sulla base di tali risultati è possibile costruire l'ellissoide di conducibilità idraulica, avente per semiassi k_1 , k_2 , k_3 e quindi trattare l'ammasso roccioso come un mezzo continuo anisotropo (Figura 15).

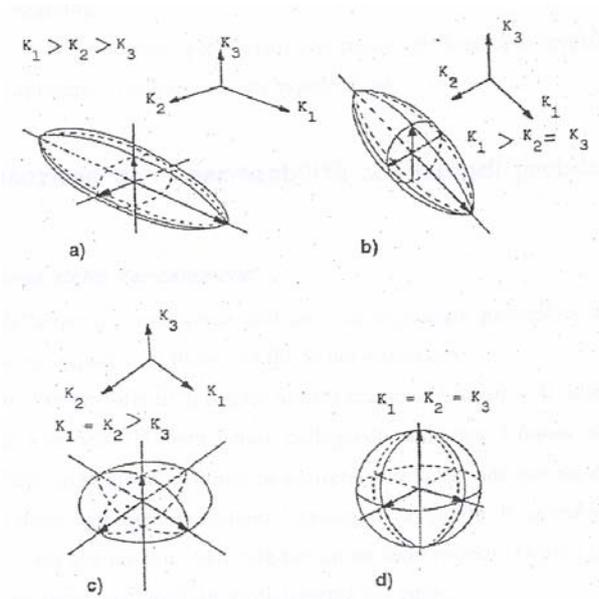


Figura 15: Ellissoide di riferimento del tensore di permeabilità.

Applicando la relazione proposta da Louis C. (1974) è infine possibile trasformare le conducibilità idrauliche, lungo le direzioni principali, in permeabilità equivalente (k_e):

$$k_e = (k_1 k_2 k_3)^{1/3}$$

Il valore così ottenuto può essere utilizzato come valore rappresentativo della permeabilità media dell'ammasso roccioso considerato isotropo.

Se si vuole tener conto anche della **Persistenza** (estensione della discontinuità all'interno dell'ammasso roccioso), si può utilizzare la **Teoria della Percolazione** (teoria probabilistica e non deterministica). Le discontinuità formano una rete di percolazione caratterizzata, nello spazio bidimensionale, da un numero di canali "z" che hanno origine dai singoli "nodi".

Tali canali possono essere chiusi (il fluido non può percorrere un canale chiuso e non può passare attraverso un canale bloccato), formare un raggruppamento localizzato o creare una via di percolazione (Figura 16):



Figura 16: esempi di reti di percolazione

Secondo la Teoria della Percolazione è possibile definire un "fattore ξ di percolazione" che dipende dalle dimensioni (lunghezza) e/o dalla densità delle fratture nel mezzo. Tale fattore viene espresso tramite la seguente relazione empirica:

$$\xi = \pi^2 r^3/s^3$$

dove: s = spaziatura media delle discontinuità;

r = raggio medio delle discontinuità (ottenuto dalla lunghezza media delle discontinuità).

Il fattore di percolazione indica il grado di connettività, ovvero la capacità di intercomunicazione tra fratture che si intersecano e che appartengono a famiglie differenti, permettendo, di conseguenza, ad una particella di fluido di muoversi all'interno del sistema interconnesso, spostandosi da una frattura di lunghezza finita ad un'altra.

La "probabilità effettiva di percolazione" è quindi funzione della "connettività" e del "volume di roccia considerato":

$$v = f(VRE, \xi)$$

dove: v = frequenza di percolazione;

VRE = volume elementare rappresentativo.

Il parametro VRE introduce il problema dell'effetto scala, infatti ad un aumento della scala di misura corrisponderà un aumento della frequenza di percolazione. Risulta dunque necessario considerare le dimensioni dei volumi campionati in relazione all'intensità di fatturazione (Figura 17).

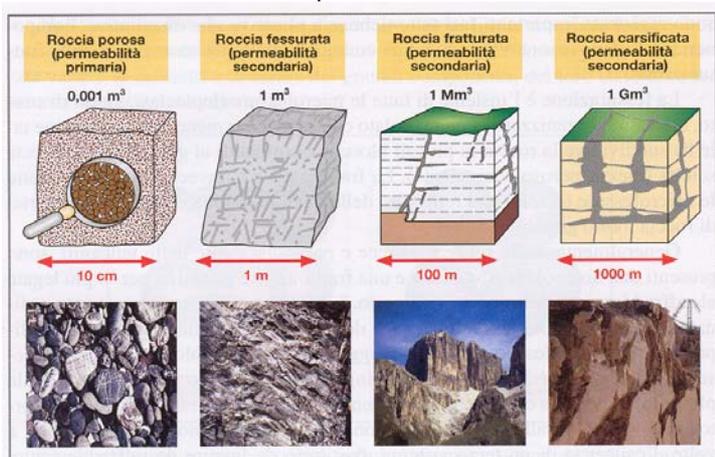


Figura 17: VRE = volume minimo da prendere in considerazione per studiare le caratteristiche idrogeologiche di una roccia, tale da poter considerare il mezzo sufficientemente omogeneo e isotropo

Per il calcolo della permeabilità intrinseca, espressa in m^2 , si utilizzerà la seguente relazione:

$$k = 4g\pi ve^3 r^2 / 15 \upsilon s^3$$

Rouleau A. e Gale J.E.(1985, 1987), hanno dimostrato che l'interconnessione (I_{ij}) tra due famiglie di discontinuità può essere espressa anche in funzione degli altri parametri caratteristici delle stesse famiglie di discontinuità, quali la giacitura, la spaziatura e la persistenza:

$$I_{ij} = \frac{l_i}{s_i} \sin \gamma_{ij} \quad i \neq j$$

dove l_i e s_i sono rispettivamente la lunghezza e la spaziatura media dell'i-esima famiglia di discontinuità, mentre γ_{ij} è l'angolo compreso tra le due famiglie di discontinuità. In genere, si verifica che:

$$I_{ij} = I_{ji}$$

Se n rappresenta il numero di famiglie di discontinuità presenti all'interno dell'ammasso roccioso, l'interconnessione complessiva dell'i-esima famiglia di discontinuità è data da:

$$I_i = \sum_{j=1}^n I_{ij} \quad i \neq j$$

Naturalmente, al crescere di l_i aumenta il peso, da un punto di vista idraulico, dell'i-esima famiglia di discontinuità. Si assume come valore limite dell'indice di interconnessione I_i l'unità :

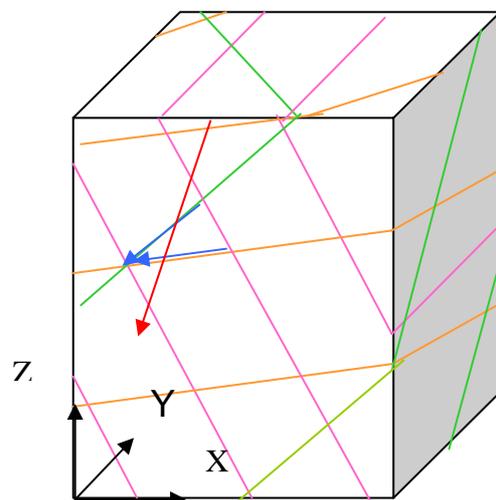
- se $I_i > 1$: l'i-esima famiglia di discontinuità è interconnessa con il resto del sistema discontinuo,
- se $I_i < 1$: l'i-esima famiglia di discontinuità è isolata dal resto del sistema discontinuo.

Per determinare la direzione preferenziale di flusso all'interno di un mezzo fratturato è necessario tenere conto della permeabilità delle singole famiglie di discontinuità, della loro giacitura e interconnessione, nonché delle diverse modalità di flusso (saturato e non saturato) e della presenza di particolari strutture idrogeologiche (quali ad esempio un substrato impermeabile).

Nel non saturo, il moto dell'acqua all'interno delle discontinuità è governato dalla gravità e, quindi, l'acqua tende a infiltrarsi in profondità seguendo l'immersione delle superfici di discontinuità caratterizzate da maggiore permeabilità (Figura 18). Il moto di percolazione dell'acqua prosegue fino a quando non si incontra il livello piezometrico (nel qual caso si instaura un moto di filtrazione nel saturo, governato dal gradiente idraulico della falda) oppure un livello impermeabile che funge da substrato.

Le direzioni di moto dell'acqua durante la fase di percolazione coincidono quindi con l'immersione delle singole famiglie di discontinuità. Per determinare la direzione preferenziale di percolazione è necessario combinare le suddette componenti di moto lungo le singole famiglie di discontinuità. Per tener conto del parametro di interconnettività è possibile pesare tali componenti in funzione del grado di interconnessione delle singole famiglie con il resto del sistema. Nel diagramma strutturale di Figura 19 è riportata la rappresentazione stereografica delle singole direzioni di percolazione e della direzione di flusso preferenziale da esse risultante.

Figura 18: Rappresentazione tridimensionale dei sistemi di discontinuità associati alle tre direzioni di percolazione (in azzurro) e della direzione di flusso preferenziale (in rosso).



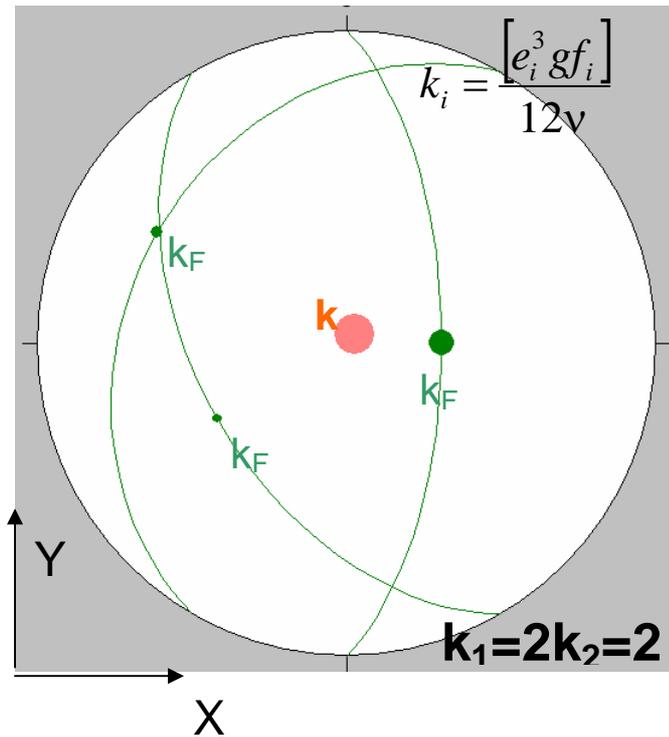


Figura 19: rappresentazione stereografica della direzione di flusso preferenziale nel non saturo. La dimensione dei cerchi colorati, rappresentativi dei vettori di permeabilità, è proporzionale al modulo della permeabilità stessa.

Inoltre, se si considera il caso di due famiglie di discontinuità caratterizzate da un grado di interconnessione molto variabile la direzione di percolazione cambia in funzione dell'indice di interconnessione fino a coincidere con la giacitura della famiglia di discontinuità caratterizzata da una maggiore persistenza (Figura 20).

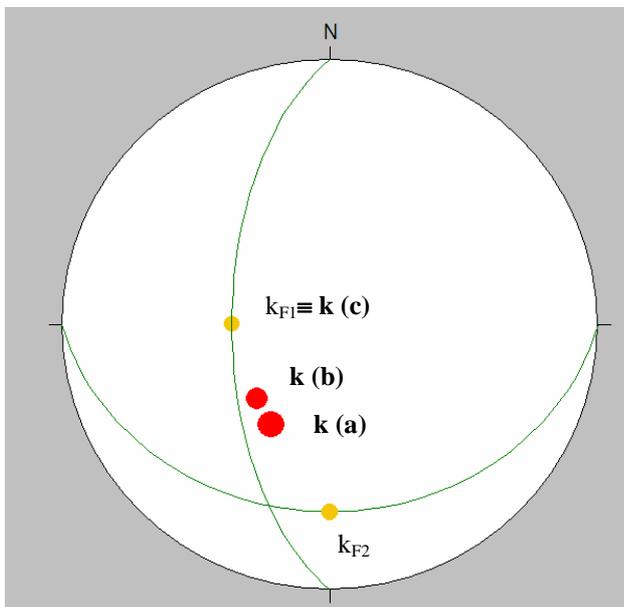


Figura 20: Rappresentazione stereografica delle direzioni di percolazione nei due sistemi di discontinuità (F1 avente permeabilità k_1 e F2 avente permeabilità k_2) e delle direzioni preferenziali di percolazione da esse risultanti per diversi gradi di interconnessione: (a) discontinuità completamente interconnesse, (b) con discontinuità F2 parzialmente interconnesse con il resto del sistema e (c) con discontinuità F2 isolate.

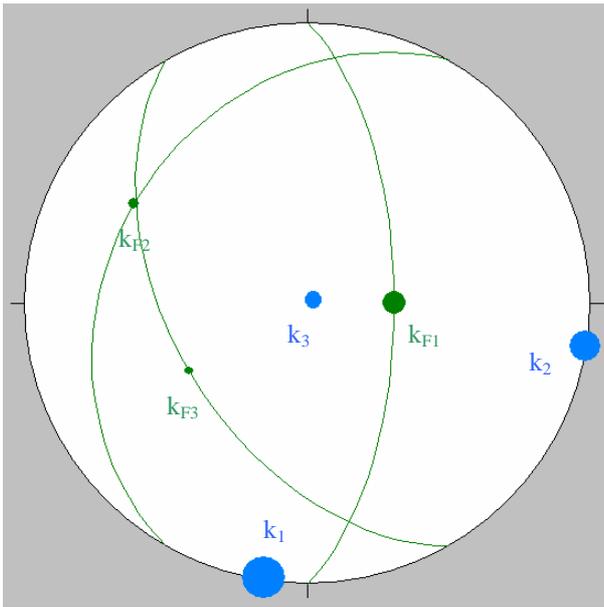


Figura 21: Rappresentazione stereografica del tensore di permeabilità dell'ammasso roccioso (in azzurro) e delle singole permeabilità orientate lungo i piani di discontinuità (in verde).

Nel **mezzo saturo** i moti di filtrazione sono governati dal gradiente idraulico e si considera il tensore di permeabilità (Figura 21). Quando l'acqua di percolazione raggiunge un livello saturo, caratterizzato da un certo gradiente idraulico (rappresentato in azzurro sui diagrammi stereografici di Figura 22), il movimento delle particelle d'acqua, pur seguendo l'andamento del gradiente stesso, risulta fortemente condizionato dalla giacitura dei piani di discontinuità; ad esempio, in presenza di un'unica famiglia di discontinuità ortogonale al gradiente idraulico, il flusso risulta impedito in quanto la permeabilità in tale direzione è nulla. In condizioni di completa saturazione si può calcolare il tensore di permeabilità. Al fine di valutare il flusso idrico è quindi necessario calcolare la permeabilità nella direzione del gradiente.

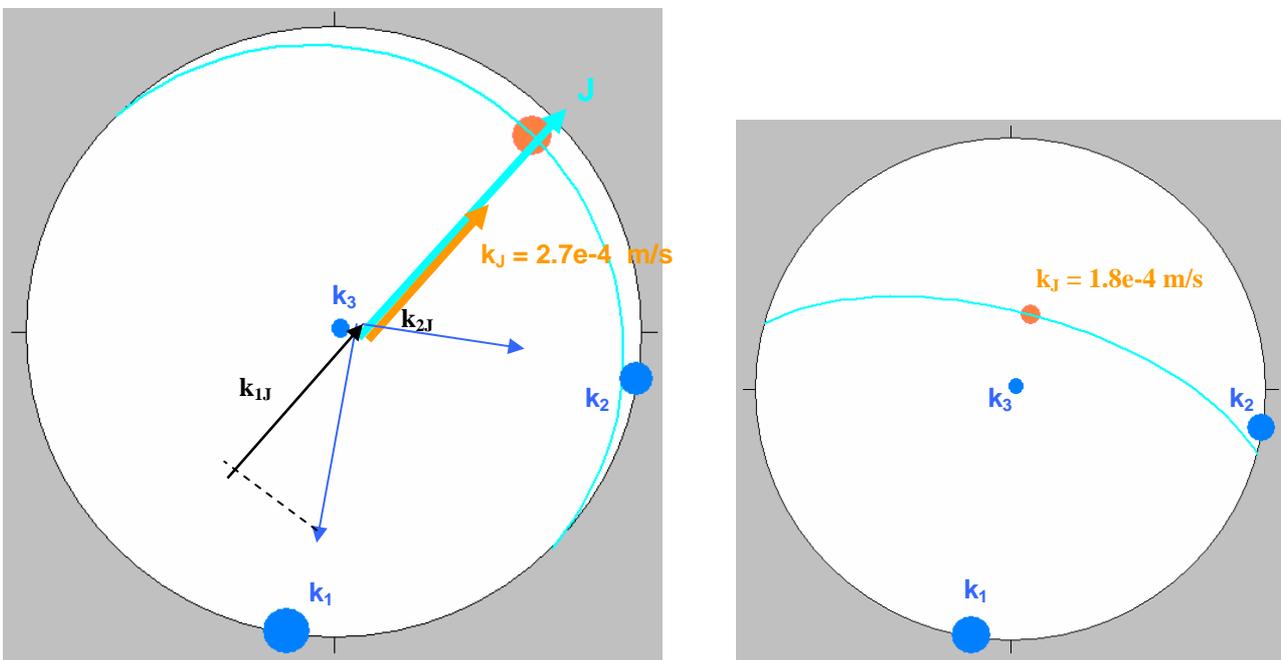
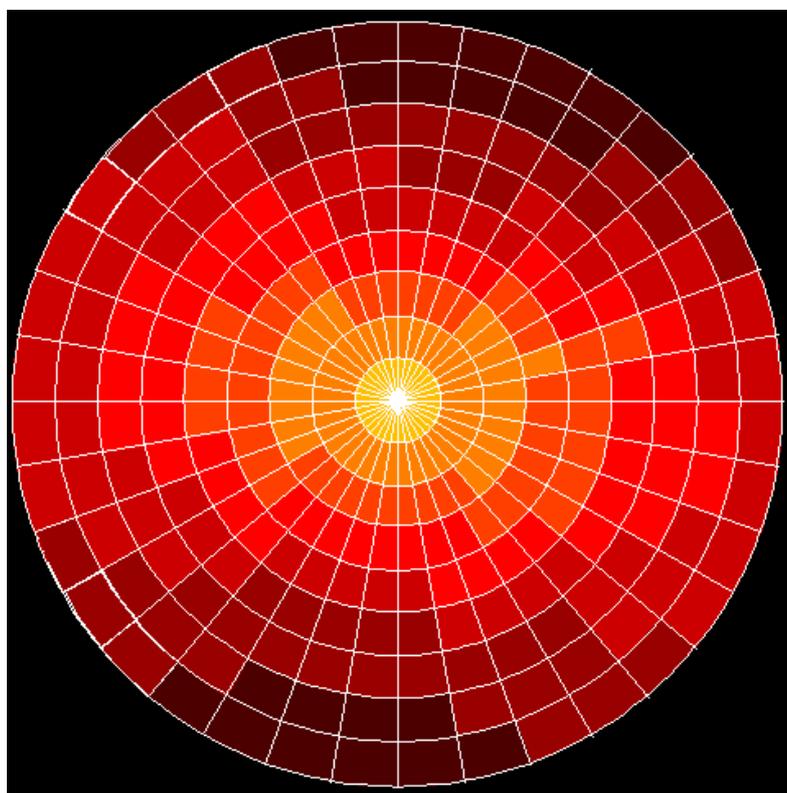


Figura 22: Rappresentazione stereografica della permeabilità (evidenziata in arancione) derivante dalla composizione dei singoli tensori di permeabilità nella direzione del gradiente: (a) in presenza di un gradiente pari a 45°/10°; (b) in presenza di un gradiente pari a 15°/65°

Nel caso in cui non si conosca a priori la direzione del gradiente idraulico, o risulti variabile in funzione degli apporti idrici, è necessario operare nel seguente modo:

- si calcolano le componenti del tensore di permeabilità;
- si proiettano tali componenti lungo tutte le possibili giaciture del gradiente idraulico (immersione da 0° a 360° e inclinazione da 0° a 90°);
- si ricombinano le suddetti componenti in modo da ottenere la distribuzione delle permeabilità (permeabilità apparenti) lungo le diverse direzioni del gradiente (Figura 23).



kmin	kmax	
1.000E-05	4.000E-05	
4.000E-05	7.000E-05	
7.000E-05	1.000E-04	
1.000E-04	1.300E-04	
1.300E-04	1.600E-04	
1.600E-04	1.900E-04	
1.900E-04	2.200E-04	
2.200E-04	2.500E-04	
2.500E-04	2.800E-04	
2.800E-04	3.100E-04	

Figura 23: Rappresentazione stereografica della permeabilità nelle diverse direzioni del gradiente idraulico; scala cromatica utilizzata nelle rappresentazioni stereografiche

PREVISIONE DEI PROCESSI DI DRENAGGIO

Una galleria, in fase di costruzione, ha un effetto drenante che genera un abbassamento più o meno generalizzato del livello di falda. Se la galleria finita non è ben impermeabilizzata, tale effetto permane nel tempo provocando:

- estinzione di sorgenti (Figura 24) e/o pozzi
- variazioni qualitative della falda
- modificazioni della vegetazione
- variazione nelle condizioni di stabilità dei versanti
- cambiamenti nel regime e nella qualità delle acque termali
- variazioni del bilancio idrogeologico a scala di bacino.

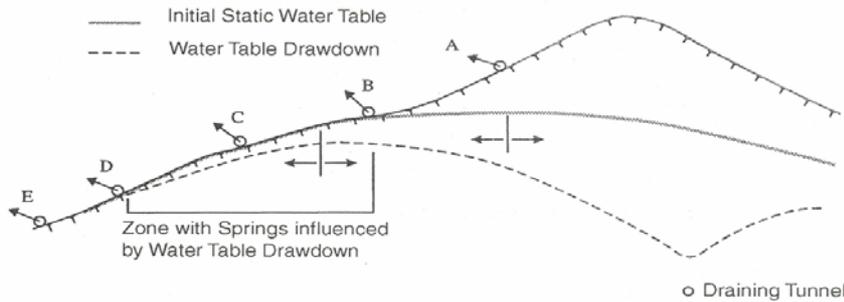


Figura 24: Il drenaggio operato dalla galleria provoca l'abbassamento piezometrico della falda e l'estinzione di alcune sorgenti (B, C e D)

In generale si può dire che l'effetto della galleria sull'assetto idrogeologico dipende dalle condizioni di alimentazione dell'acquifero, dalla permeabilità dell'acquifero e dalle caratteristiche del sistema di rivestimento della galleria.

Per definire la zona di influenza della galleria è necessario:

- a) ricostruire il circuito idrico sotterraneo cercando di individuare i corpi idrici principali e quantificare il loro grado di interconnessione. Infatti se localmente i livelli acquiferi sono in comunicazione, il processo di drenaggio prodotto dall'escavazione della galleria potrebbe avere ripercussioni non solo sull'acquifero più profondo direttamente interessato dallo scavo, ma anche sulle manifestazioni idriche più superficiali, con conseguenze potenzialmente negative sulla portata delle sorgenti e dei corsi d'acqua della zona (Figura 25).

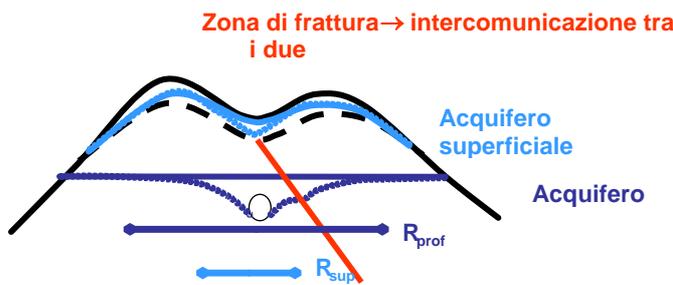


Figura 25: Esempificazione degli effetti drenanti della galleria sui due livelli acquiferi (superficiale in azzurro e profondo in blu) in corrispondenza di una zona di frattura che determina la percolazione nel non saturo secondo una direzione identificata dalle linee rosse. Le linee continue rappresentano la superficie piezometrica indisturbata, mentre quelle tratteggiate rappresentano la nuova piezometria conseguente al drenaggio della galleria nei due livelli acquiferi.

- b) stimare le portate drenate dalla galleria. Nelle condizioni di non saturazione, la galleria capta unicamente l'acqua che percola all'interno delle discontinuità intercettate; di conseguenza, è possibile stimare la portata drenata dalla galleria, ma non si può definire un vero e proprio raggio di influenza. Per quanto riguarda la portata, questa dipende in primo luogo dalla probabilità di intersezione tra la galleria e le discontinuità appartenenti alle diverse famiglie rilevate, che a sua volta è funzione di:

- giacitura relativa di discontinuità e galleria,
- spaziatura e persistenza delle discontinuità,
- lunghezza e diametro della galleria.

Detta λ_i la spaziatura dell'*i*-esima famiglia di discontinuità, è necessario valutarne l'intercetta (λ_i') e, di conseguenza, la frequenza (f_i') delle discontinuità lungo la direzione della galleria:

$$\lambda_i' = \frac{\lambda_i}{\sin \alpha_i^{app} \cos \beta_i} \Rightarrow f_i' = \frac{1}{\lambda_i'}$$

dove α_i^{app} è l'inclinazione apparente dell'*i*-esima famiglia di discontinuità nella direzione della galleria e β_i è la differenza di immersione tra discontinuità e direzione della galleria. Nota la lunghezza media della traccia dell'*i*-esima famiglia di discontinuità l_i , è quindi possibile definire la probabilità di intersezione tra le discontinuità e l'asse della galleria:

$$p_i = 1 \quad \text{se} \quad I_{igall} = l_i f_i' > 1$$

$$p_i = l_i f_i' \quad \text{se} \quad I_{igall} = l_i f_i' < 1$$

In un tratto di galleria di lunghezza L , il numero medio di discontinuità dell'*i*-esima famiglia intercettate si definisce come: $N_i = p_i L = l_i f_i' L$

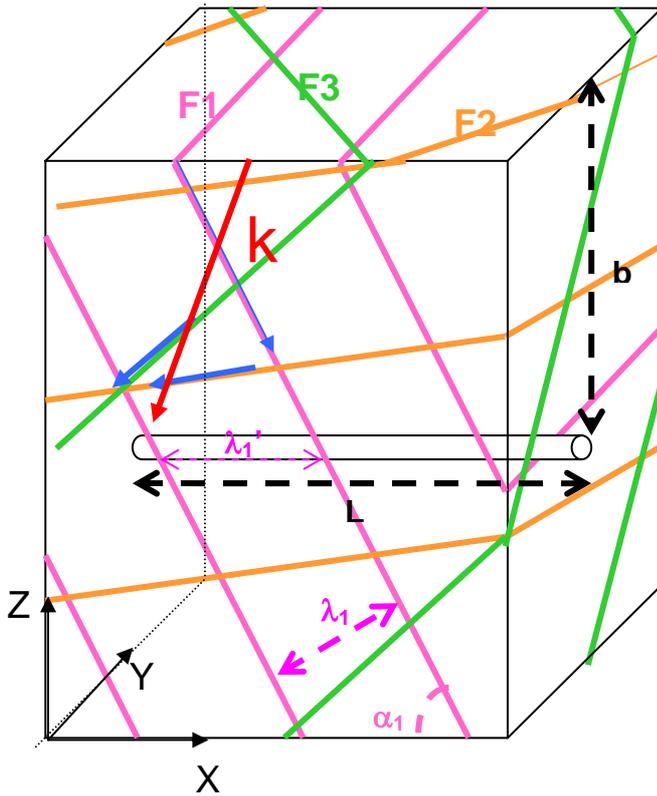


Figura 26: Rappresentazione tridimensionale dei sistemi di discontinuità associati alle tre direzioni di percolazione (in azzurro) e della direzione di flusso preferenziale (in rosso).

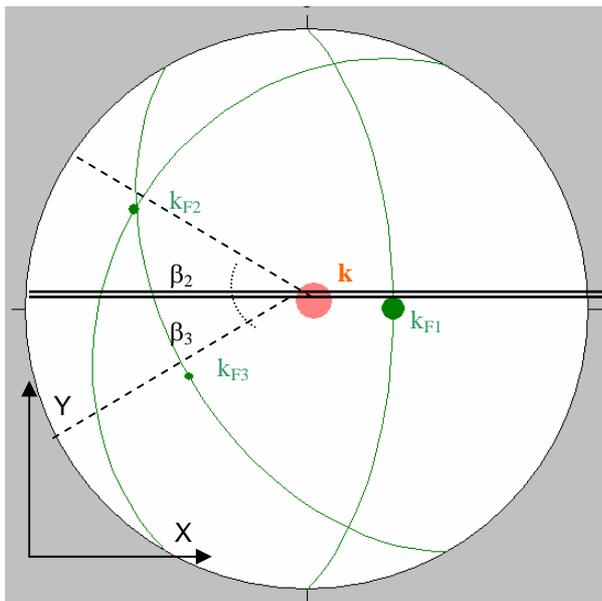


Figura 27: Esempio di rappresentazione stereografica della direzione di flusso preferenziale nel non saturo (k , in arancione). La dimensione dei cerchi colorati, rappresentativi dei vettori di permeabilità delle singole famiglie di discontinuità (k_{Fi} , in verde), è proporzionale al modulo della permeabilità stessa

Detta k_i la permeabilità media dell' i -esima famiglia di discontinuità ed e_i la sua apertura media, la portata affluente in galleria è data da:

$$Q = \sum_i k_i \frac{2rL \sin \alpha_i^{app}}{\lambda_i \cos \beta_i} e_i$$

Nella zona di non saturazione (moto di percolazione), sulla base della direzione di flusso preferenziale, possono essere così facilmente identificate le zone di alimentazione delle acque intercettate dalla galleria, dove si potrebbero osservare locali abbassamenti del livello piezometrico negli acquiferi superficiali (Figure 26 e 27).

In condizioni di completa saturazione, in letteratura si trovano diverse formulazioni analitiche che consentono di stimare, in prima approssimazione, la portata drenata dalla galleria. A scopo cautelativo conviene ipotizzare inizialmente l'abbassamento piezometrico massimo (vale a dire considerare il nuovo livello piezometrico

coincidente con l'asse della galleria) e valutare, di conseguenza, la portata media in ingresso alla galleria su tratti omogenei:

$$Q(t) = \frac{4\pi kL(h_e - h_t)}{\ln(2.25kLt / Sr^2)} \quad \text{Jacob \& Lohman} \quad (1952)$$

$$Q = \frac{2\pi kL(H - h_t)}{\ln\left(\frac{2H - 2h_t}{r}\right)} \quad \text{Goodman} \quad (1965)$$

$$Q = \frac{2\pi kL(H - h_t)}{\ln\left(\frac{H - h_t}{r} + \sqrt{\left(\frac{H - h_t}{r}\right)^2 - 1}\right)} \quad \text{Lei} \quad (1999)$$

$$Q = \frac{2\pi kL(H - h_t)}{\ln\left(2\frac{H - h_t}{r} - 1\right)} \quad \text{Karlsruh} \quad (2001)$$

$$Q_{riv} = \frac{2\pi kL(H - h_t)}{\ln(R/r_e)} \left(1 + \frac{\ln(r_e/r_i)k}{\ln(R/r_e)k_{riv}}\right)^{-1} = \alpha_{riv}Q \quad \text{Ribacchi et al.} \quad (2002)$$

dove H è il carico piezometrico iniziale, in corrispondenza dell'asse della galleria, h_t la quota della galleria, r rappresenta il raggio della galleria (in presenza di rivestimento, con r_e e r_i si intendono quello esterno e interno), L la lunghezza del tratto considerato, S e k rispettivamente il coefficiente di immagazzinamento e la permeabilità medi sul tratto stesso, k_{riv} la permeabilità dell'eventuale rivestimento e R il raggio di influenza.

E' opportuno però ricordare che in un ammasso roccioso saturo il moto dell'acqua è governato dal tensore di permeabilità; per l'applicazione delle formule sopra riportate è quindi necessario utilizzare la permeabilità equivalente:

$$k_{eq} = (k_1 \cdot k_2 \cdot k_3)^{1/3}$$

dove k_1 , k_2 e k_3 sono le componenti del tensore. In realtà, quando l'acqua di percolazione raggiunge un livello saturo, caratterizzato da un certo gradiente idraulico, il movimento delle particelle d'acqua, pur seguendo l'andamento del gradiente stesso, risulta fortemente condizionato dalla giacitura dei piani di discontinuità; ad esempio, in presenza di un'unica famiglia di discontinuità ortogonale al gradiente idraulico, il flusso risulta impedito in quanto la permeabilità in tale direzione è nulla. Quindi, a livello del tutto generale, al fine di valutare il flusso idrico in tali condizioni sarebbe necessario calcolare la permeabilità nella direzione del moto di filtrazione indotto dall'apertura dello scavo.

- c) stimare il raggio di influenza della galleria. Nell'ipotesi semplificativa di falda orizzontale in mezzo isotropo, l'effetto drenante di una galleria può essere studiato attraverso le formulazioni analitiche sopra esposte, che consentono implicitamente di stimare anche il corrispondente raggio di influenza. Tuttavia per tenere conto dell'anisotropia tipica degli ammassi rocciosi, è opportuno fare riferimento invece che al concetto di raggio di influenza a quello di ellisse di influenza, la cui forma può essere facilmente ricavata sulla base del tensore di permeabilità (Figura 28).

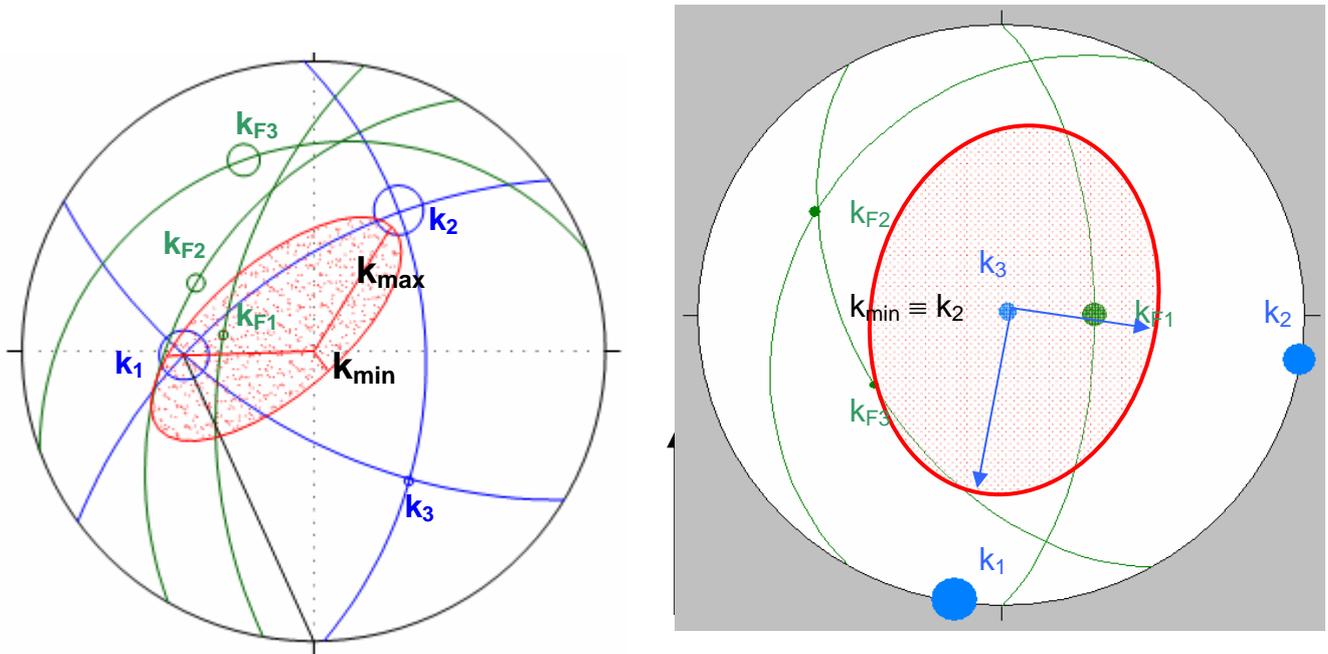


Figura 28: Esempi di rappresentazione stereografica del tensore di permeabilità dell'ammasso roccioso (in azzurro) e delle singole permeabilità orientate lungo i piani di discontinuità (in verde). La dimensione delle frecce e dei cerchi colorati, rappresentativi dei vettori di permeabilità, è proporzionale al modulo della permeabilità stessa. In rosso è evidenziata la forma dell'ellisse di influenza nel piano orizzontale.

Infatti, conoscendo i tensori di permeabilità su aree geologicamente e strutturalmente omogenee, è possibile ricostruire la forma dell'ellisse di influenza sul piano orizzontale, con i relativi valori e direzioni di permeabilità massima (k_{max}) e minima (k_{min}). Nell'esempio di Figura 28a, essendo k_3 verticale, l'ellisse nel piano orizzontale ha i semiassi orientati come k_1 e k_2 , che quindi coincidono rispettivamente con le k_{max} e k_{min} nel piano orizzontale. Nell'esempio di Figura 28b, invece, è stato necessario proiettare l'ellissoide rappresentativo del tensore di permeabilità sul piano orizzontale (le linee rosse rappresentano la proiezione dei tre semiassi) e, quindi, determinare il modulo e la direzione di k_{max} e k_{min} .

A partire dal raggio d'influenza medio R , stimato per il mezzo isotropo, si valutano i semiassi dell'ellisse d'influenza (Figura 29), in funzione del rapporto di anisotropia k :

$$\kappa = \frac{k_{max}}{k_{min}}$$

$$a = R \sqrt{\frac{k_{max}}{k_{eq}}} \Rightarrow \text{semiasse maggiore}$$

$$b = R \sqrt{\frac{k_{min}}{k_{eq}}} \Rightarrow \text{semiasse minore}$$

In tal modo è possibile delimitare la fascia di acquifero potenzialmente influenzata dal drenaggio della galleria lungo tutto il suo sviluppo (Figura 30); come si può osservare, la zona di influenza presenta larghezza variabile lungo il tracciato e non risulta simmetrica rispetto all'asse della galleria, a causa della forte inclinazione (generalmente superiore ai 45°) delle discontinuità presenti nell'ammasso roccioso. La stretta dipendenza della zona di influenza dal reticolo fessurativo è stata valutata attraverso modellazioni numeriche, con metodi agli elementi distinti, in grado di simulare il flusso dell'acqua all'interno delle discontinuità; tale approccio ha consentito di ricostruire il reticolo di flusso indotto dall'apertura della galleria e di determinare le portate defluenti e le pressioni dell'acqua nelle singole discontinuità al variare della loro giacitura. In particolare, si è osservata una non simmetria delle condizioni di flusso (Figura 31a,b), con valori del raggio d'influenza che possono anche raddoppiare in presenza di sistemi di discontinuità aventi giacitura tale (a parità delle altre caratteristiche) da favorire l'afflusso dell'acqua nello scavo.

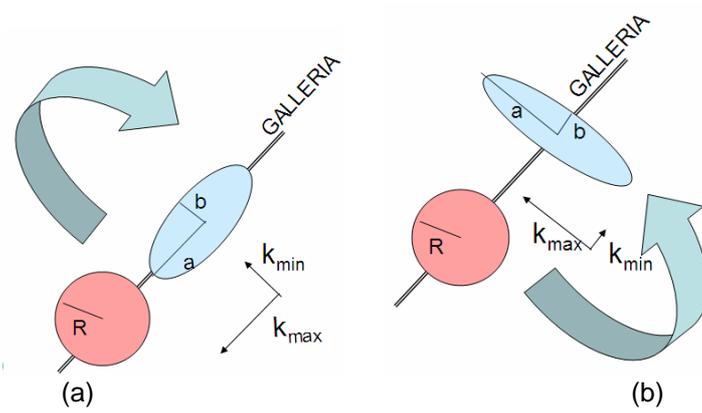


Figura 29: Effetto dell'anisotropia del mezzo roccioso sul raggio di influenza della galleria: (a) k_{max} parallelo all'asse della galleria, (b) k_{max} ortogonale all'asse della galleria.

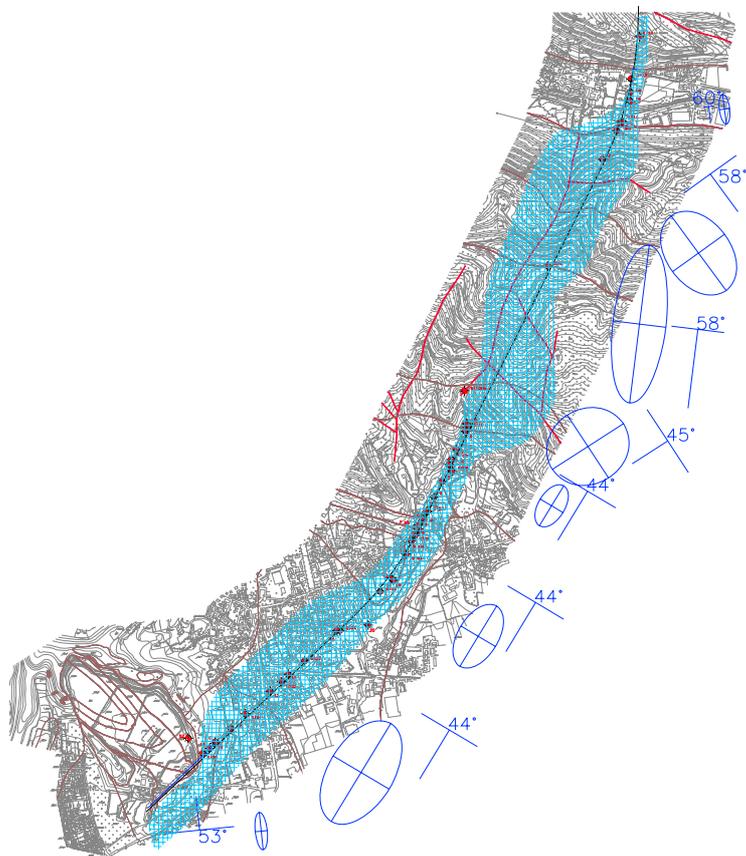


Figura 30: Esempio di delimitazione della zona di influenza di una galleria sull'acquifero profondo (in azzurro), in base all'anisotropia dell'ammasso roccioso (evidenziata dalle ellissi blu).

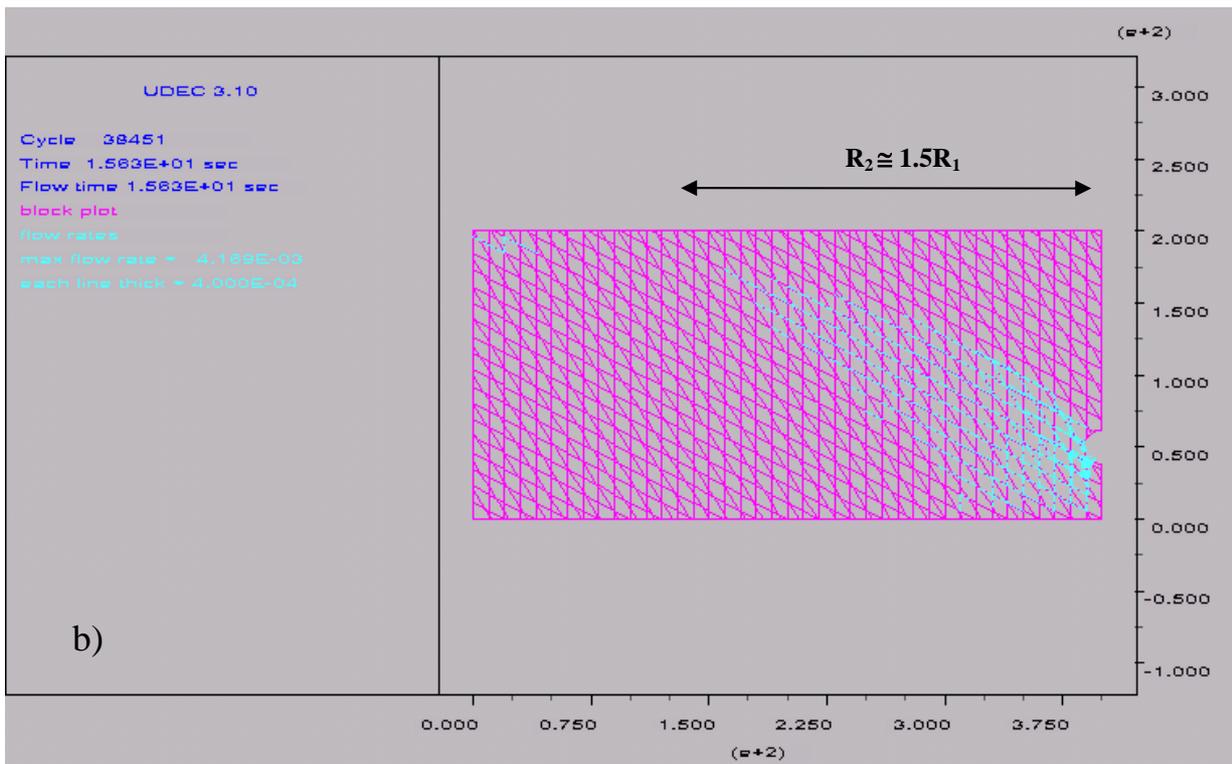
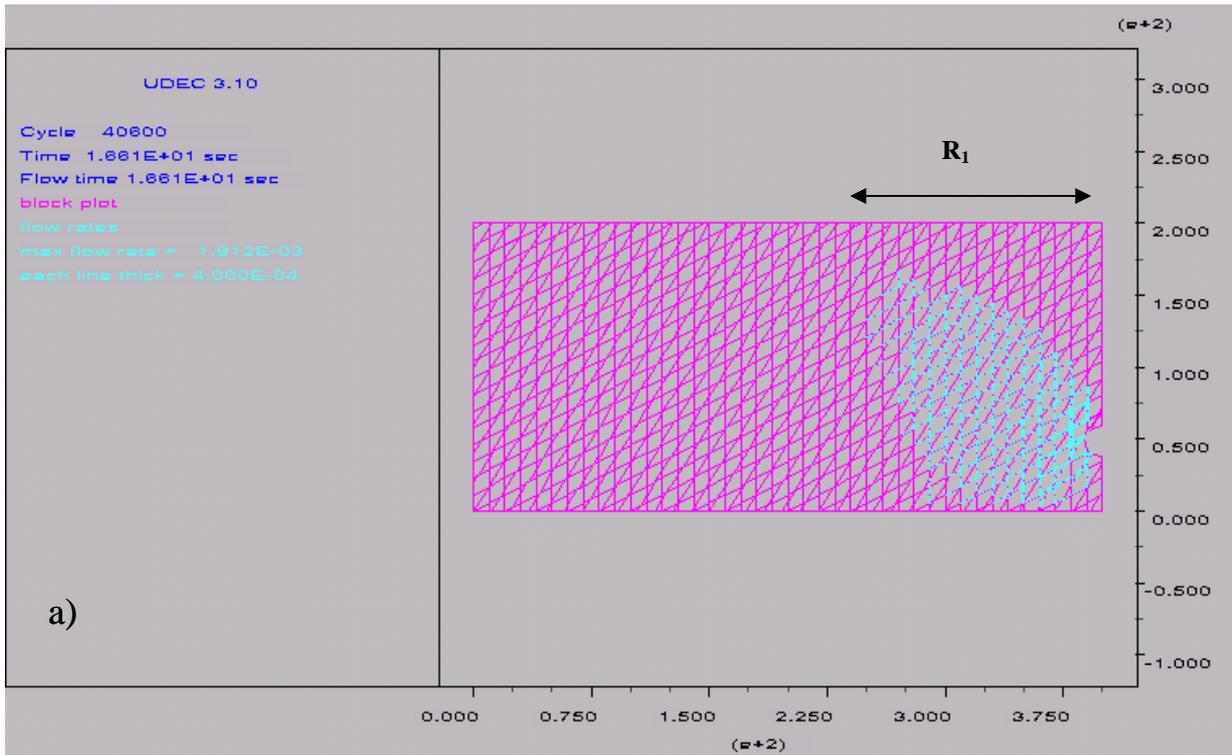


Figura 31: Andamento delle portate defluenti all'interno delle discontinuità in seguito allo scavo di una galleria e relativi raggi di influenza, al variare della giacitura delle discontinuità. Si osservi che le figure (a) e (b) rappresentano le due situazioni simmetriche rispetto all'asse della galleria.

La delimitazione della zona di influenza della galleria così ottenuta è relativa all'acquifero profondo contenuto all'interno dell'ammasso roccioso, direttamente interessato dallo scavo della galleria stessa. Per quanto riguarda, invece, l'acquifero superficiale contenuto nei depositi quaternari, diventa molto difficile definire una zona di influenza con continuità lungo tutto l'asse della galleria, a causa della notevole variabilità dei materiali di

copertura e dei loro spessori, nonché dei differenti rapporti di drenanza con l'acquifero profondo. Per delimitare la zona di influenza prodotta dalla galleria sull'acquifero superficiale è quindi necessario delimitare le aree di interconnessione tra i due acquiferi e, di conseguenza, quantificare l'effetto drenante di tali fasce di interconnessione sulle acque di superficie, utilizzando ad esempio un approccio modellistico. In tal modo è possibile ricostruire i principali meccanismi che controllano localmente le portate drenate dall'acquifero profondo con e senza la galleria e determinare la dimensione della zona di cattura in funzione delle caratteristiche idrauliche delle zone di interconnessione, al variare delle condizioni al contorno (Figura 32).

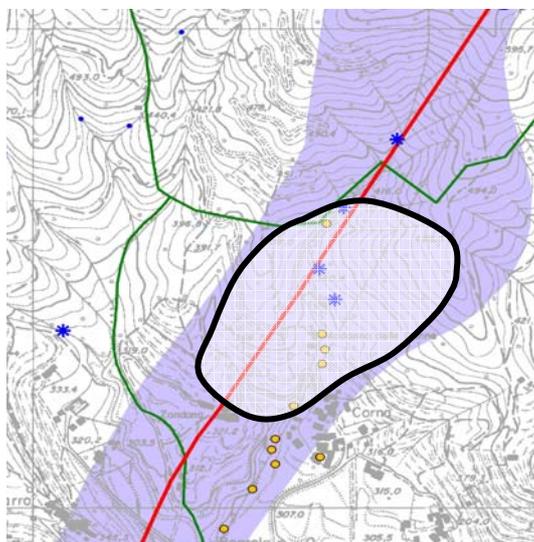


Figura 32: Esempio di delimitazione della zona di influenza di una galleria sull'acquifero profondo (nel colore più scuro) e sull'acquifero superficiale (nel colore più chiaro, bordato in nero). In rosso è indicata la traccia della galleria, i cerchi gialli indicano l'ubicazione dei piezometri e gli asterischi azzurri quella delle sorgenti.

- d) quantificare l'incidenza della galleria sul bilancio idrogeologico dell'area. Il bilancio idrogeologico dell'area interessata dallo scavo di una galleria può essere ricostruito sia con approccio analitico sia utilizzando modelli numerici; entrambi gli approcci di analisi si basano sulla ricostruzione di un modello concettuale caratterizzato da diversa complessità e sui risultati desunti dalle indagini in sito e dall'attività di monitoraggio. Al fine di quantificare l'incidenza della galleria sul bilancio idrico dell'area è dunque necessario procedere attraverso le seguenti fasi:
- Analisi quantitativa delle emergenze idriche superficiali:
 - studio ed elaborazione dei dati pluviometrici relativi ad un periodo significativo;
 - censimento e monitoraggio di sorgenti e corsi d'acqua presenti all'interno della fascia di influenza della galleria, nonché di alcune sorgenti e corsi d'acqua esterni aventi caratteristiche idrogeologiche analoghe, da utilizzarsi come "bianco" di riferimento;
 - calcolo del coefficiente di esaurimento delle sorgenti in base ai dati sperimentali e stima del numero di giorni di non pioggia massimo per il mantenimento della riserva da confrontare con i dati delle precipitazioni;
 - definizione dei bacini di alimentazione delle sorgenti;
 - calcolo dei volumi d'acqua infiltrati nei bacini di alimentazione e rilasciati dalle sorgenti in occasione degli eventi meteorici.
 - Analisi quali-quantitativa delle acque profonde:
 - rilevamento e monitoraggio degli afflussi idrici in galleria;
 - monitoraggio piezometrico all'interno della fascia di influenza della galleria nonché in alcuni piezometri sufficientemente distanti da poter essere utilizzati come "bianchi".
 - Stima degli interscambi tra i diversi comparti idrogeologici.

Sulla base di tali risultati è possibile valutare in prima approssimazione gli scambi tra i diversi comparti idrogeologici e il comportamento dell'acquifero, che può essere così schematizzato (Figura 33):

- l'infiltrazione avviene nella copertura quaternaria;
- all'interno della copertura quaternaria circola generalmente una rilevante massa idrica, che costituisce un corpo acquifero esteso, con un livello piezometrico medio che possiamo indicare con h_0 ;
- le zone di sbocco di questa unità idrogeologica sono tre: le sorgenti (con livello piezometrico medio h_3), i corsi d'acqua (livello piezometrico h_5) e la galleria (livello piezometrico medio h_4);
- la parte di acquifero che viene drenato dalle sorgenti presenta un livello piezometrico medio h_1 , e quella drenata dalla galleria un livello h_2 ;

- e. si è raggiunto un regime stazionario, per il quale le portate di ingresso nel sistema sono uguali a quelle di uscita.

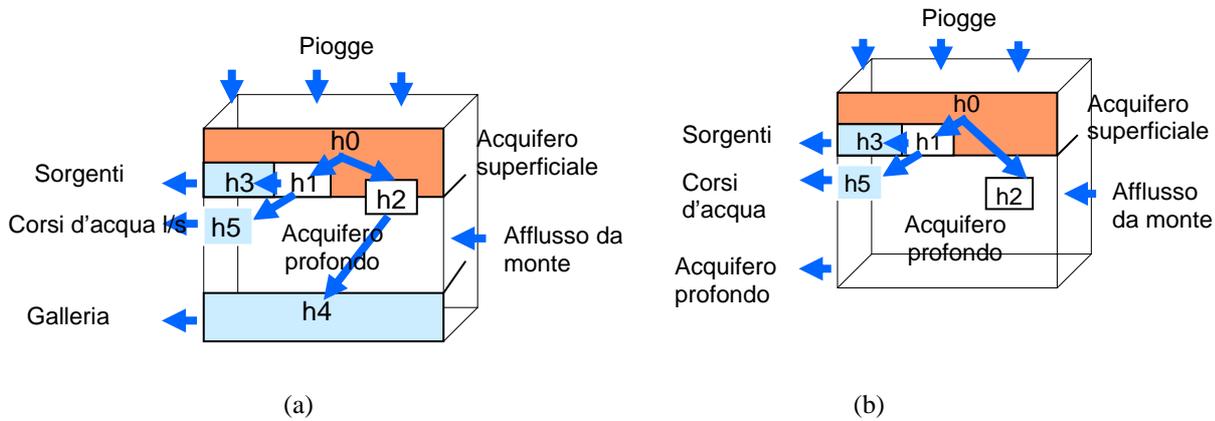


Figura 33: Rappresentazione schematica della distribuzione delle acque infiltrate dalle piogge: (a) in presenza della galleria, (b) in assenza della galleria.

Note le portate e i carichi piezometrici osservati nel monitoraggio, è quindi possibile stimare i valori dei coefficienti di trasmissività, che possono essere in seguito utilizzati per eseguire bilanci in diverse condizioni, ad esempio in assenza della galleria e in seguito a variazioni nel regime delle piogge. In Figura 34 viene riportato un esempio di variazione nel bilancio delle infiltrazioni stimate verso i differenti recettori, in presenza (a) e in assenza (b) di una galleria.

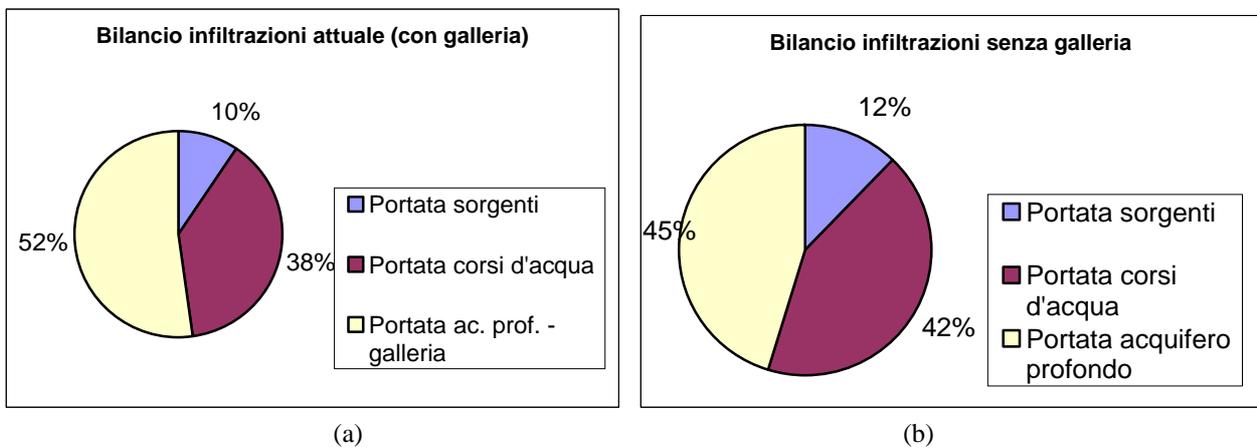


Figura 34: Distribuzione percentuale delle portate infiltrate verso i diversi recettori: (a) in presenza della galleria; (b) in assenza della galleria.

In sintesi ciò che è stato presentato fino ad ora può essere riassunto nello schema riportato alla pagina seguente (Figura 35).

CONCLUSIONI

La realizzazione di opere in sotterraneo in roccia comporta un'eshaustiva conoscenza circa le modalità di circolazione idrica in tali mezzi, sia per le possibili conseguenze che le acque affluenti all'interno degli scavi possono costituire per le maestranze, determinando ritardi nelle operazioni realizzative con incrementi di spesa, sia per l'impatto ambientale connesso ad un eventuale depauperamento delle risorse idriche disponibili.

Come è stato messo in evidenza nella presentazione, la complessità del problema necessita l'uso integrato di differenti metodologie di analisi, nelle quali si affiancano i tradizionali rilevamenti geologici e le indagini geognostiche a tecniche di analisi numerica. Se oltre a tali studi vengono effettuate analisi di tipo statistico, diventa possibile ricostruire diversi scenari di rischio associati alle diverse ipotesi progettuali, consentendo al progettista, e successivamente a chi si occupa dell'esecuzione dei lavori, di tenere conto della probabilità di accadimento dei fenomeni, predisponendo quindi tutti gli interventi necessari ad evitarne il verificarsi o a ridurne le eventuali conseguenze.

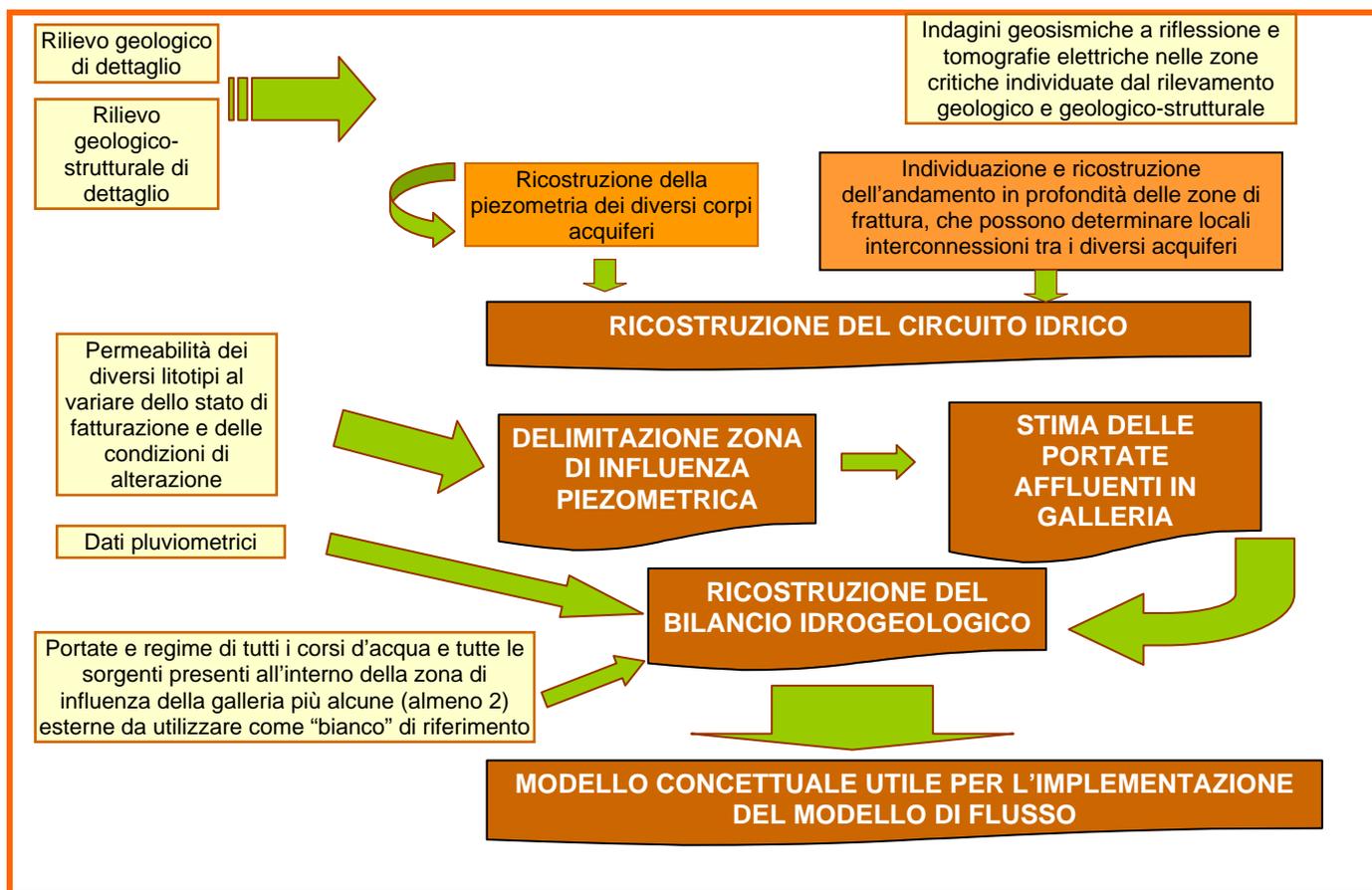


Figura 35: schema riassuntivo delle indagini e degli studi da eseguire

BIBLIOGRAFIA

BIBLIOGRAFIA

- Anagnostou G. (1995): "The influence of tunnel tunnelling on the Hydraulic head". Int J. Numer. Anal. Meth. Geomech., 19, 725-746.
- Andersson J., Dverstorp B. (1987): "Conditional simulations of fluid flow in three-dimensional network of discrete fractures". Water Resouces Res., 23, 1876-86.
- Baecher G.B., Lanney N.A., Einstein H.H. (1977) Statistical description or rock properties and sampling. In Proc. 18th U.S. Symp. On Rock Mech. Colorado, 5C1.1-5C1.8.
- Bai M., Meng F., Elworth D., Roegers J.C. (1999). "Analisys of stress-dependent permeability in non othogonal flow and deformation fields". Rock Mech. Rock Engng 32(3), 195-219.
- Bandis S.C., Lumsden A.C., Barton N.R. (1983): "Fundamentals of rock joint deformation". Int. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geom. Abstr, 20, 249-68.
- Bandis, S. C., N. R. Barton and M. Christianson. (1985) Application of a New Numerical Model of Joint Behaviour to Rock Mechanics Problems. In Fundamentals of Rock Joints. Proceedings of the International Symposium on Fundamentals of Rock Joints, Bjorkliden, September 1985, pp. 345-356. Luleå, Sweden: Centek.
- Barenblatt G.I., Zhelstov I.P., Pochina I.N. (1960) Basic concepts in the theory of seepage of homogenous liquids in fissured rocks. Prikl. Mat Mekh. 24, 852-864.
- Barla G. (2000): "Lessons learnt from the excavation of a large diameter TBM tunnel in complex hydrogeological conditions" – GeoEng2000. International Conference on Geotechnical and Geological Engineering, pp. 938-995.
- Barton N.R. e Choubey V. (1977) The Shear Strength of Rock Joints in Theory and Practice. Rock

Mechanics Vol. 10: 1-54.

Beer A.J., Stead D., Coggan J.S. (2002) Estimation of the Joint Roughness Coefficient (JRC) by Visual Comparison. *Rock Mech Rock Engng* (2002) 35 (65-74).

Billiaux, D., 1990. Hydrogéologie des milieux fracturés. Géométrie, connectivité et comportement hydraulique. Document Bureau de Recherches Géologiques et Minières 186, 277pp.

Cacas M.C., Ledoux E., DeMarsily G., Tillie B., Barbreau A., Durand E., Feuga B., Peaudecerf P. (1990): "Modelling fracture flow with a stochastic discrete fracture network: calibration and validation 1. The flow model". *Water Resources Res.*, 26, 479-789.

Celestino T.B., Gianbastiani M. Bortolucci A.A. (2001): "Water inflows in tunnels: back-analysis and role of different lining systems". AITES-ITA 2001, Progress in tunnelling after 2000, Ed. Teuscher P., Colombo A., Patron, 2 pp. 547-554.

Citrini D. Nosedà G. (1987): "Idraulica". Casa Editrice Ambrosiana (Milano).

Civita M. (2005): "Idrogeologia applicata e ambientale". Casa Editrice Ambrosiana (Milano).

Civita M., De Maio M., Fiorucci A., Pizzo S., Vigna B. (2002): "Le opere in sotterraneo e il rapporto con l'ambiente: problematiche idrogeologiche". *Meccanica e Ingegneria delle rocce: MIR*, Torino, pp. 73-106.

Dagan, G. (1982) "Stochastic modeling of groundwater flow by unconditional and conditional probabilities. Conditional simulation and the direct problem." *Wat. Resour. Res.*

Dagan, G. (1993) "Higher-Order correction of effective permeability of heterogeneous isotropic formations of lognormal conductivity distribution. *Transport in Por. Media*".

Dematteis A., Kalamaras G., Eusebio A. (2001): "A systems approach for evaluating springs drawdown due to tunnelling" - World Tunnel Congress AITES-ITA 2001, Vol. 1, pp 257-264.

Dershowitz W.S. (1984) Rock joint systems. PhD Thesis. MIT, Cambridge, MA.

Dershowitz W.S., Einstein H.H. (1988) Characterizing Rock Joint Geometry with Joint System Models. *Rock Mech. Rock Eng.* 21(1), 21-51.

Federico F. (1984): "Il processo di drenaggio da una galleria in avanzamento". *R.I.G.*, 4, pp. 191-208.

Francani V., Fumagalli D., Gattinoni P., Mottini S. (2005): "Modelli concettuali dinamici per l'analisi del rischio geologico a fini progettuali". *Quaderni di Geologia Applicata* (in stampa).

Franzetti, S. e Guadagnini, A. (1996) "Probabilistic estimation of well catchments in heterogeneous aquifers." *J Hydrol*.

Gattinoni P., Papini M., Scesi L. (2001): "Geological Risk in Underground Excavations" - World Tunnel Congress AITES-ITA 2001, Vol. 1, pp 309-318.

Gattinoni P., Scesi L. (2004): "Studio degli effetti della rugosità sulla circolazione idrica in un ammasso roccioso". *Quaderni di Geologia Applicata*, Pitagora Editrice (Bologna), 11-2, pp. 58-71.

Gattinoni P., Scesi L., Francani V. (2005): "Tensore di permeabilità e direzione di flusso preferenziale in un ammasso roccioso fratturato", *Quaderni di Geologia Applicata* (in corso di stampa).

Gelhar L.W. (1976) "Effects of hydraulic conductivity variations on groundwater flow". *Proc. Int. Symp. Stochastic Hydraulics*, 2nd, Int. Assoc. Hydraulics Res., Lund Sweden, Water res. Pub., Fort Collins, Colorado.

Gisotti G., Pazzagli G. (2001) - L'interazione tra opere in sotterraneo e falde idriche. Un recente caso di studio. AITES-ITA 2001, Progress in tunnelling after 2000, Ed. Teuscher P., Colombo A., Patron, 2 pp. 327-334.

Goodman R.E., Moya D.G., Van Schalkwyk A., Javandel I. (1965): "Ground water inflow during tunnel driving". *Eng. Geol.* 2, pp. 39-56.

Graziani A., Ribacchi R. (2001): "Short and long term load conditions for tunnels in low permeability ground in the framework of the convergence-confinement method" - *Int. Symp. Modern Tunneling Science and Technology*, Kyoto, Balkema ed. 83-88.

Gueguen Y., Dienes J. (1989): "Transport properties of rocks from statistics and percolations". *J. Int. Assoc. For Math. Geology*, 21, 1-13.

Hicks T.W, Wickham S., Bruel D., Jeong W.C., Connolly P., Golke M., Podlachikov Y., Rodrigues N. (1999): "Modelling the influence of fault zone heterogeneity and the hydrodynamics of fault movement in the hydrogeological systems" – ED draft final report, contract FI4W-CT96-0033.

Hung C., Evenas D.D. (1985): "A 3-dimensional computer model to simulate fluid flow and contaminant transport through a rock fracture system". NUREG/CR-4042, US Nuclear Regulatory Commission.

Imray S. (1955) Flow of liquids through cracker media. Bull. of Water Res. Council, Israel 5A(1), 84.

Itasca (1999): "UDEC, User's guide". Itasca Consultino Group Inc., Minneapolis, Minnesota.

Kiraly L. (1969) Anisotropie et hétérogénéité de la perméabilité dans les calcaires fissurés - *Eclogae Geol. Helv.* 62/2: 613-619.

Kiraly L. (1969): "Fractured Rock Domains" - University of Neuchâtel.

Kiraly L., Mathey B., Tripet J.-P. (1971) Fissuration et orientation des cavités souterraines: région de la Grotte de Milandre (Jura tabulaire). *Bull. Soc. Neuchâteloise Sc. Nat.*, 94: 99-114.

Knutsson G., Olofsson B., Cesano D. (1996): "Prognosis of groundwater inflows and drawdown due to the construction of rock tunnels in heterogeneous media". Res. Proj. Rep. Kungl Tekniska, Stockholm.

Lapcevic P.A., Novakowski K.S. e Cherry J.A. (1990): "The characterization of two discrete horizontal fractures in shale" – Proc. Technology Transfer Conference, Ontario Ministry of Environment, Toronto.

Lee C.H., Farmer I. (1993) *Fluid Flow in Discontinuous Rocks*. Chapman & Hall Ed.

Lee H.S., Cho T.F. (2002) Hydraulic Characteristics of Rough Fractures in Linear Flow under Normal and Shear Load. *Rock Mech Rock Engng* (2002) 35 (4): 299-318.

Lei S., (1999): "An analytical solution for steady flow into a tunnel". *Ground Water*, v. 37(1), pp. 23-26.

Loew S. (2002): "Groundwater hydraulics and environmental impacts of tunnels in crystalline rocks". *Meccanica e Ingegneria delle rocce: MIR*, Torino, pp. 201-217.

Long J.C.S., Witherspoon P.A. (1985): "The relationship of the degree of interconnection to permeability of fracture networks". *J. Geophys. Res.*, 90(B4), 3087-98.

Long J.C.S. (1983) A Model for Steady Fluid Flow in Random Three Dimensional Networks of Disk Shaped Fractures. *Water Resour. Research* 21 (no.8), 1105-1115.

Louis C. (1967) Etude des écoulements d'eau dans les roches fissurées et de leur influence sur la stabilité des massifs rocheux. *Bull. de la Direction del Etudes et Recherches, Serie A Nucléaire, Hydraulique, Termique*, n°3 (5-132).

Louis C. (1974) Introduction à l'hydraulique des roches. *Bur. Rech. Geol. Min.*, 4, Sec. III, 283-356.

Lunardi P., Focaracci A. (2001): "Action to reduce the hydrogeological impact produced by underground works" - World Tunnel Congress AITES-ITA 2001, Vol. 1, pp 509-515.

Meyer T., Einstein H.H. (2002) Geologic Stochastic Modeling and Connectivity Assessment of Fracture Systems in the Boston Area. *Rock Mech. Rock Engng.* 35(1), 23-44.

Papini M., Scesi L., Bianchi B. (1994): "Studi finalizzati alla previsione delle venute d'acqua in galleria" – *Costruzione* (aprile 1994).

Rasmussen T.C. (1988): "Fluid flow and solute transport through three-dimensional networks of variably saturated discrete fractures". PhD Dissertation, Departement of Hydrology and Water Resoucerces, University of Arizona.

Raven K.G., Gale J.E. (1976). "Evaluation of structural and grounwater conditions in underground mines and excavations: subsurface containment of solid radioactive wastes". *Geol. Survey of Canada. Progress Report. EMR/JSC-RW*.

Ribacchi R. Graziani A., Boldini D. (2002): "Previsione degli afflussi d'acqua in galleria e influenza sull'ambiente". *Meccanica e Ingegneria delle rocce: MIR*, Torino, pp. 143-199.

Robinson P.C. (1982): "Connectivity of fracture system – a percolation theory approach". Theoretical Physics Division, AERE Arwell, DOE report no. DOE/RW/81.028, mach.

- Rossi S., Ranfagni L., Biancalani P., Calzolari L. (2001): "Geological and hydrogeological analysis in large scale tunnelling and impact forecasting on groundwater resources: Bologna-Florence High Speed Railway (Italy)" - World Tunnel Congress AITES-ITA 2001, Vol. 1, pp 649-656.
- Scesi L. Saibene L. (1989): "Verifica sperimentale della validità del rilevamento geologico-strutturale per fini applicativi". Le Strade – anno XCI, n.1262, Casa Editrice La Fiaccola (Milano).
- Shante V.K.S., Kirkpatrick S. (1971): "Introduction to percolation theory". Adv. Phys. 20, 325-57.
- Shapiro A., Andersson J. (1983): "Steady state fluid response in fractured rock: a Boundary element solution for a coupled, discrete fracture continuum model". Water Resources Res., 19 (4), 959-69.
- Snow D.T. (1969): "Anisotropic permeability of fractured media" – Water Resources Res. N.5.
- Snow D.T. (1969a) Anisotropic hydraulic conductivity of fractured media. Water Resources Res. Vol. 5(6): 1273-1289.
- Snow D.T. (1969b) The frequency and apertures of fractured rock. Int. J. Rock Mech. Min. Sci. Vol. 6(4): 23-40.
- Snow D.T. (1970): "The frequency and apertures of fractured rock" – Int. J. Rock Mech. Min. Sci. n.7.
- Tunnell G., Pazzagli G. (2001): "L'interazione tra opere in sotterraneo e falde idriche. Un recente caso di studio". AITES-ITA 2001, Progress in tunnelling after 2000, Ed. Teuscher P., Colombo A., Patron, 2 pp. 327-334.
- Veneziano D. (1978) Probabilistic Model of Joints in Rock. Unpublished manuscript, MIT, Cambridge.
- Vialon P., Ruhland M., Grolier J. (1976): "Eléments de tectonique analytique". Masson (Paris).
- Whiterspoon P.A., Wang J.S.Y., Iwai K e Gale J.E. (1980): Validity of cubic law for fluid flow in a deformable rock fracture. Water Resour. Res. 16(6): 1016-1024.
- Zangerl C, Eberhardt E., Loew S. (2003): "Ground settlements above tunnels in fractured crystalline rock: numerical analysis of coupled hydromechanical mechanisms" – Hydrogeology Journal 11, pp.162-173.