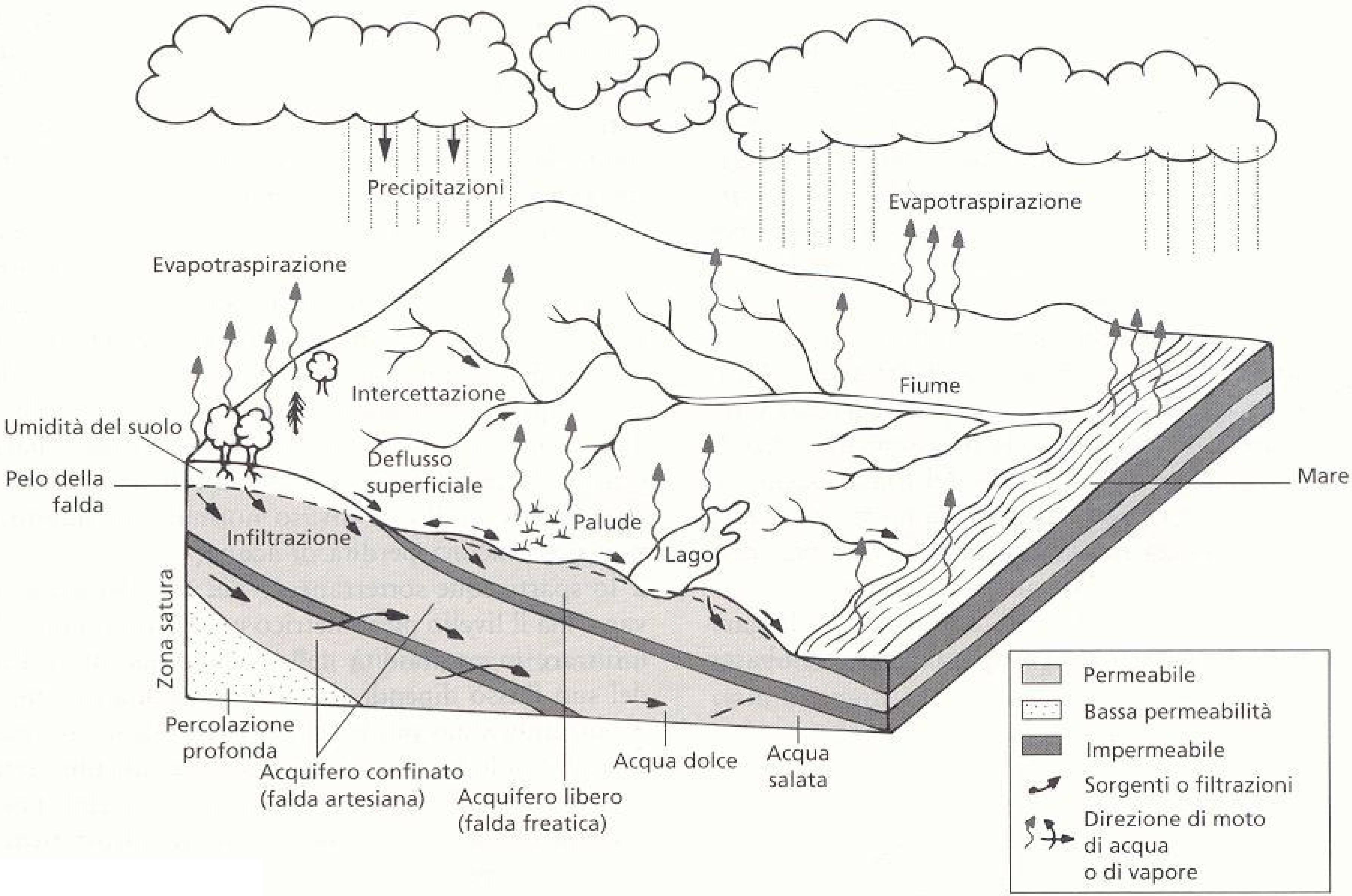
Moti di infiltrazione e Acque sotterranee

Ciclo idrologico



Falde freatiche e in pressione

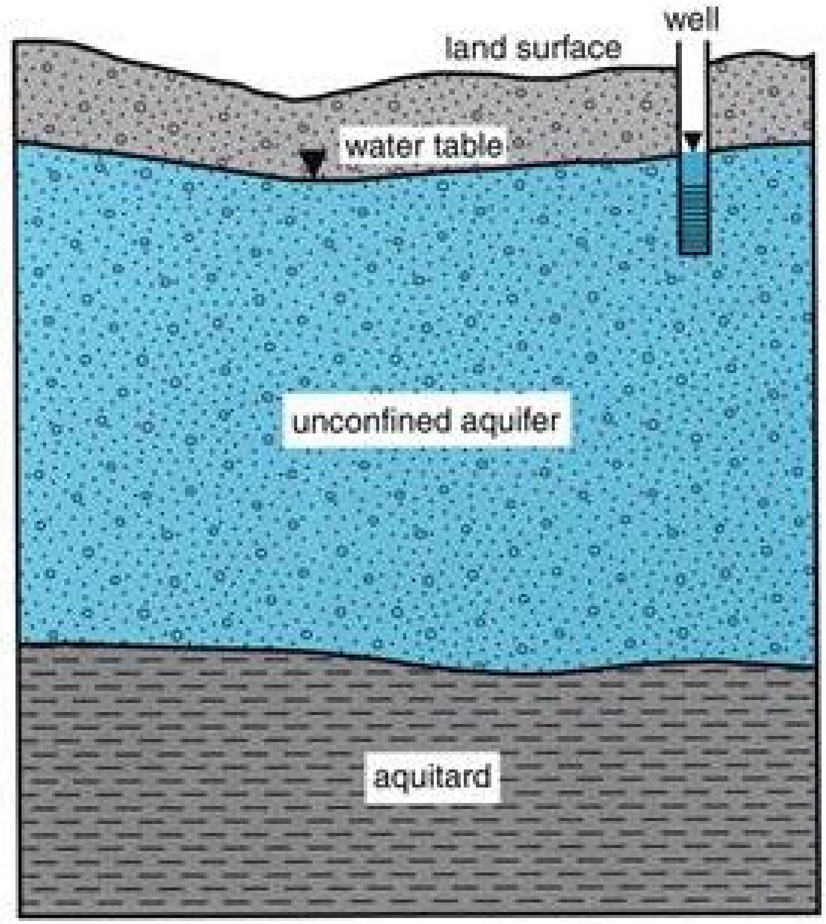
FALDA FREATICA

Gli acquiferi freatici sono in equilibrio con la pressione atmosferica

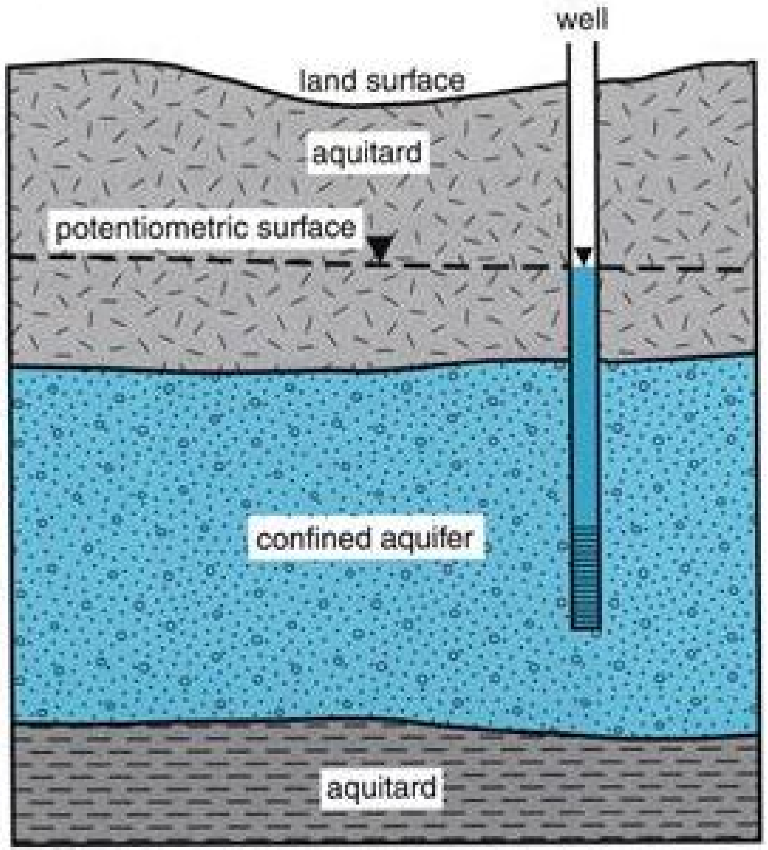
Superficie freatica ≡ limite superiore della zona satura; può subire variazioni stagionali (si abbassa durante la stagione secca, si alza durante quella piovosa)

Zona di aerazione: dove i pori delle rocce non sono saturati da acqua

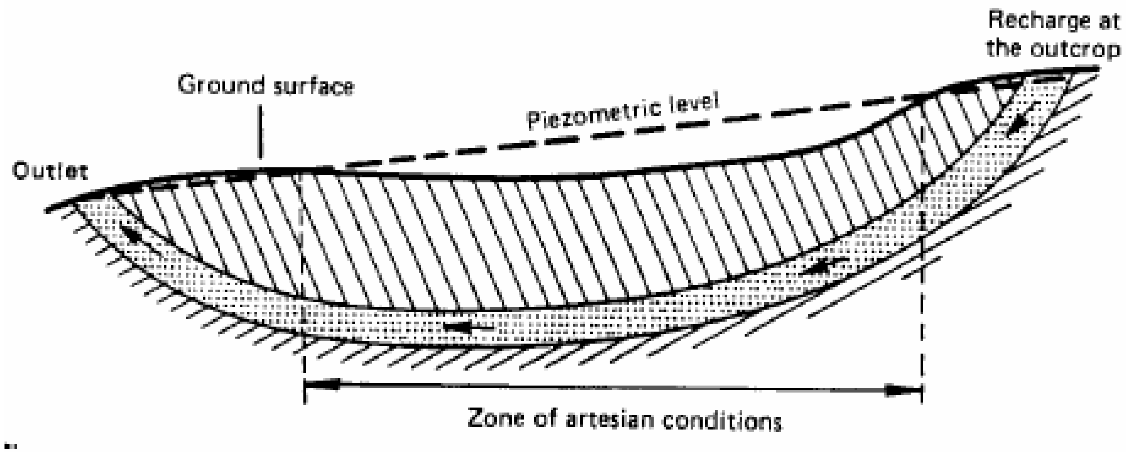
Zona satura: dove i pori sono saturi di acqua



FALDA IN PRESSIONE



Le falde in pressione si muovono tra due strati impermeabili e hanno il piano dei carichi idrostatici non ≡ con la superficie superiore della falda



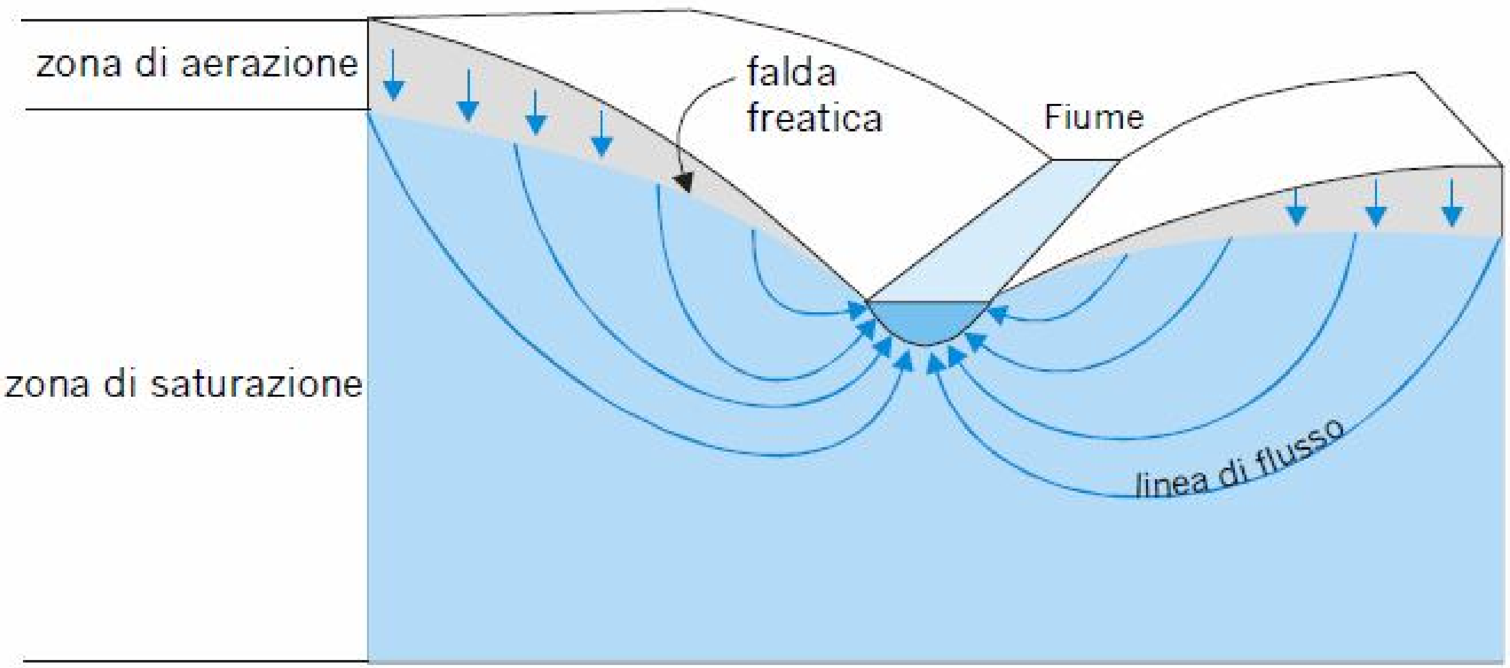
Quando il livello piezometrico della falda supera il piano campagna, la falda è detta

ARTESIANA

Filtrazione

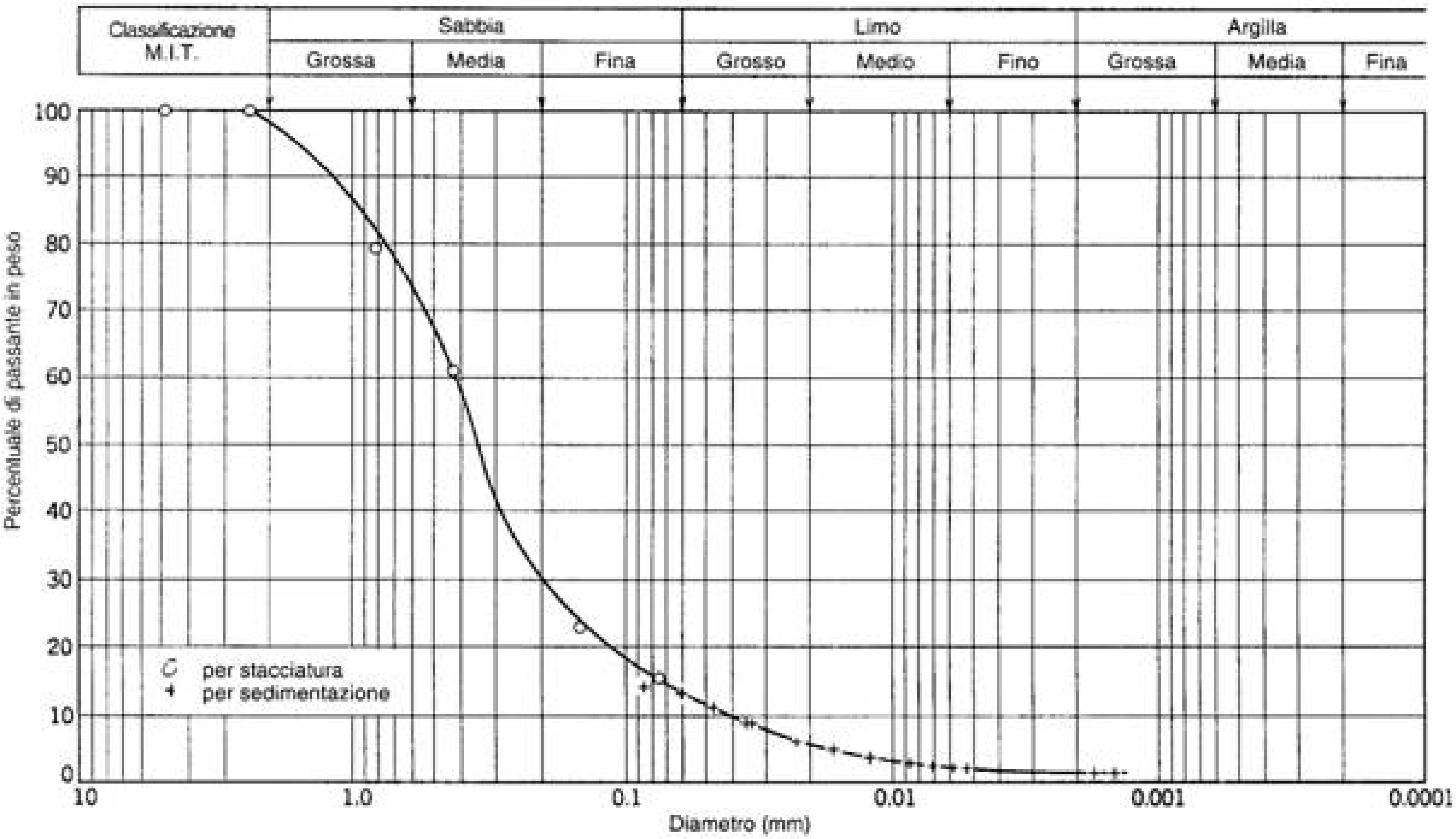
Si applica al flusso di un fluido attraverso un mezzo poroso saturo

→ **Grandezze medie**



Il moto di filtrazione dipende dalla forma e natura dei grani e dalla composizione granulometrica

CURVA GRANULOMETRICA



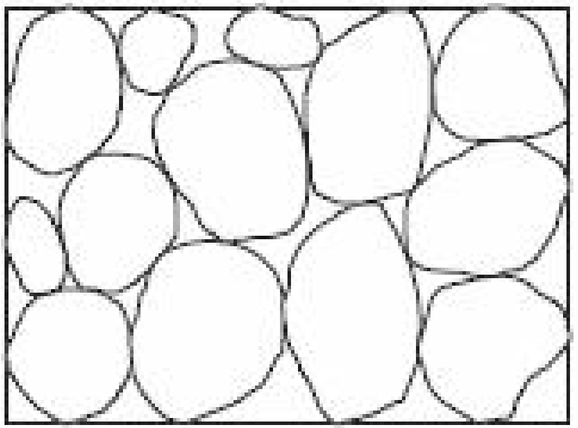
PARAMETRI FONDAMENTALI
(per un campione, nei diversi stati di aggregazione)

Parametro		Formula
Italiano	*Inglese*	
Densità, peso di volume	Density, specific weight	$\gamma = W/V$ (g/cm^3)
Peso specifico secco	Dry specific weight, bulk density	$\gamma_d = W_s /V$ (g/cm^3)
Peso specifico del solido	Specific weight of solid, particle density	$\gamma_s = W_s /Vs$ (g/cm^3) $\gamma_s = G\gamma_w$
Gravità specifica, peso specifico dei grani	Specific gravity	$G = \gamma_s/\gamma_w$ (adimensionale)
Porosità	Porosity	$n = Vv/V$; $n = e/1+ e$ (adim.)
Indice dei vuoti	Void ratio	$e = Vv/Vs$; $e = n/ 1- n$ (adim.)
Contenuto d'umidità	Moisture content	$w = Ww /Ws$ (adimensionale)
Grado di saturazione	Saturation index	$S_i = Vw/Vv$ (adimensionale)
Porosità efficace	Effective porosity, specific yield	$n_e = Vv/V$ (adimensionale)

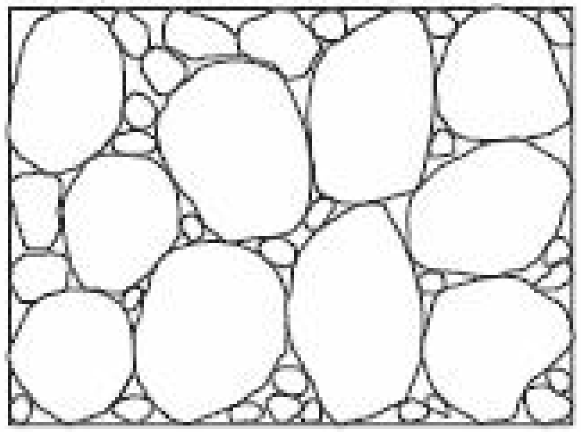
% di roccia occupata da vuoto

utilizzabile dal fluido in movimento

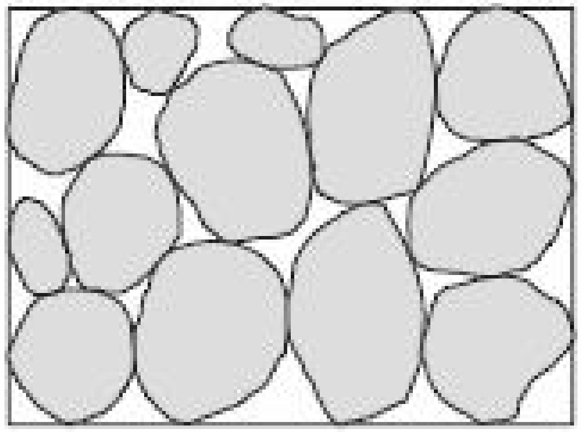
Granulometria vs porosità



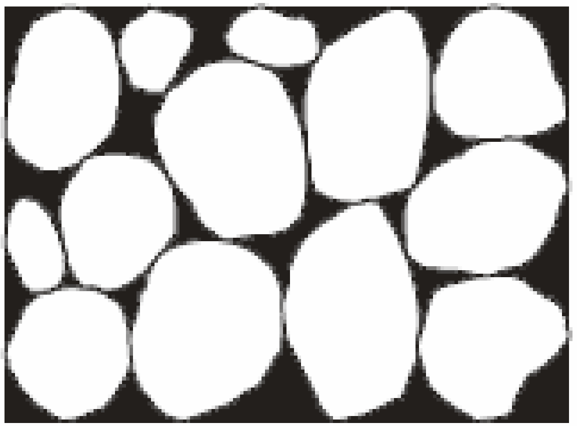
Granuli ben assortiti con alta porosità generale



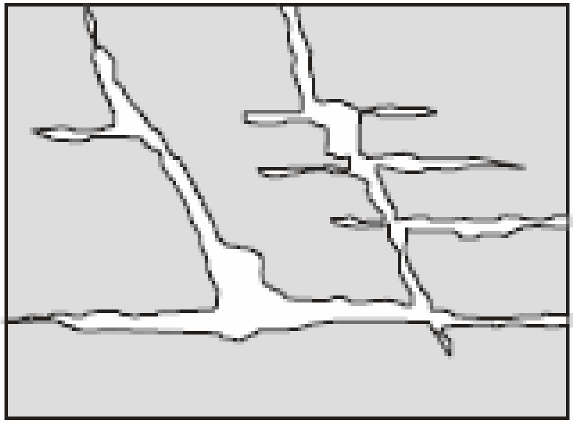
Granuli poco assortiti con bassa porosità



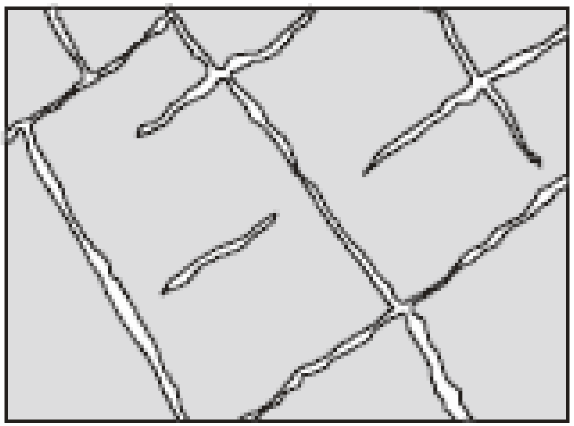
Granuli ben assortiti costituiti da elementi porosi (es. arenacei)



Granuli ben assortiti la cui porosità è ridotta a causa del cemento



Roccia porosa per dissoluzione carsica



Roccia porosa per fratturazione

Fluidi presenti nel terreno

Il terreno può essere considerato come un **sistema multifase**, costituito da uno scheletro di particelle solide e da vuoti riempiti di acqua e gas

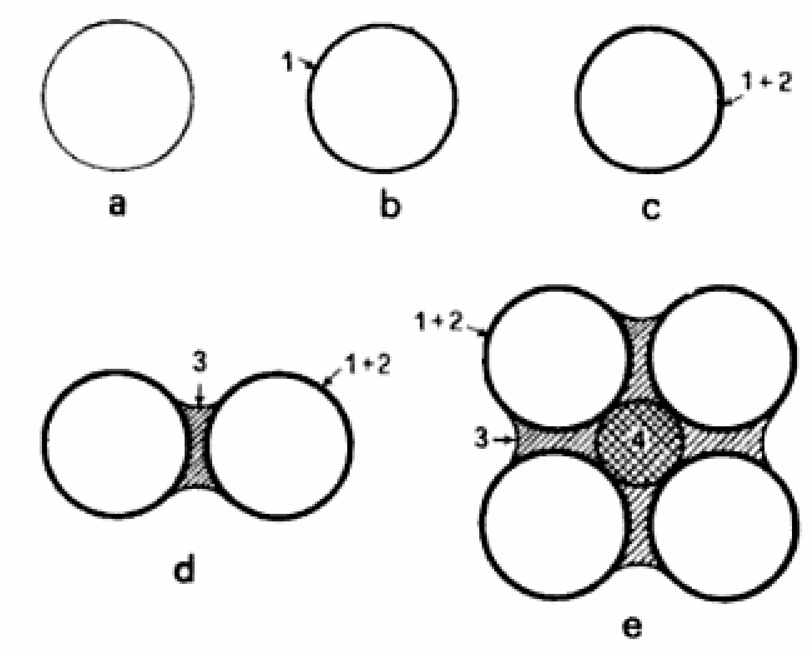
ACQUA

1.IGROSCOPICA si forma per condensa sulla superficie delle particelle, che possono assorbire umidità in misura rilevante

2.PELLICOLARE si forma sulle particelle per effetto delle azioni molecolari di adesione

3.CAPILLARE si forma nei meati stretti per effetto della capillarità, legata all'azione combinata di forze di adesione e di coesione

4.GRAVITAZIONALE è presente nei macropori della zona satura del mezzo permeabile; il suo moto avviene per effetto della gravità e delle pressioni idrodinamiche



La legge di Darcy

Per un fluido perfetto pesante incomprimibile vale l'eq. di Bernoulli

$$z + \frac{p}{\gamma} + \frac{v^2}{2g} = costante = H$$

lungo una traiettoria il carico tot si mantiene cost

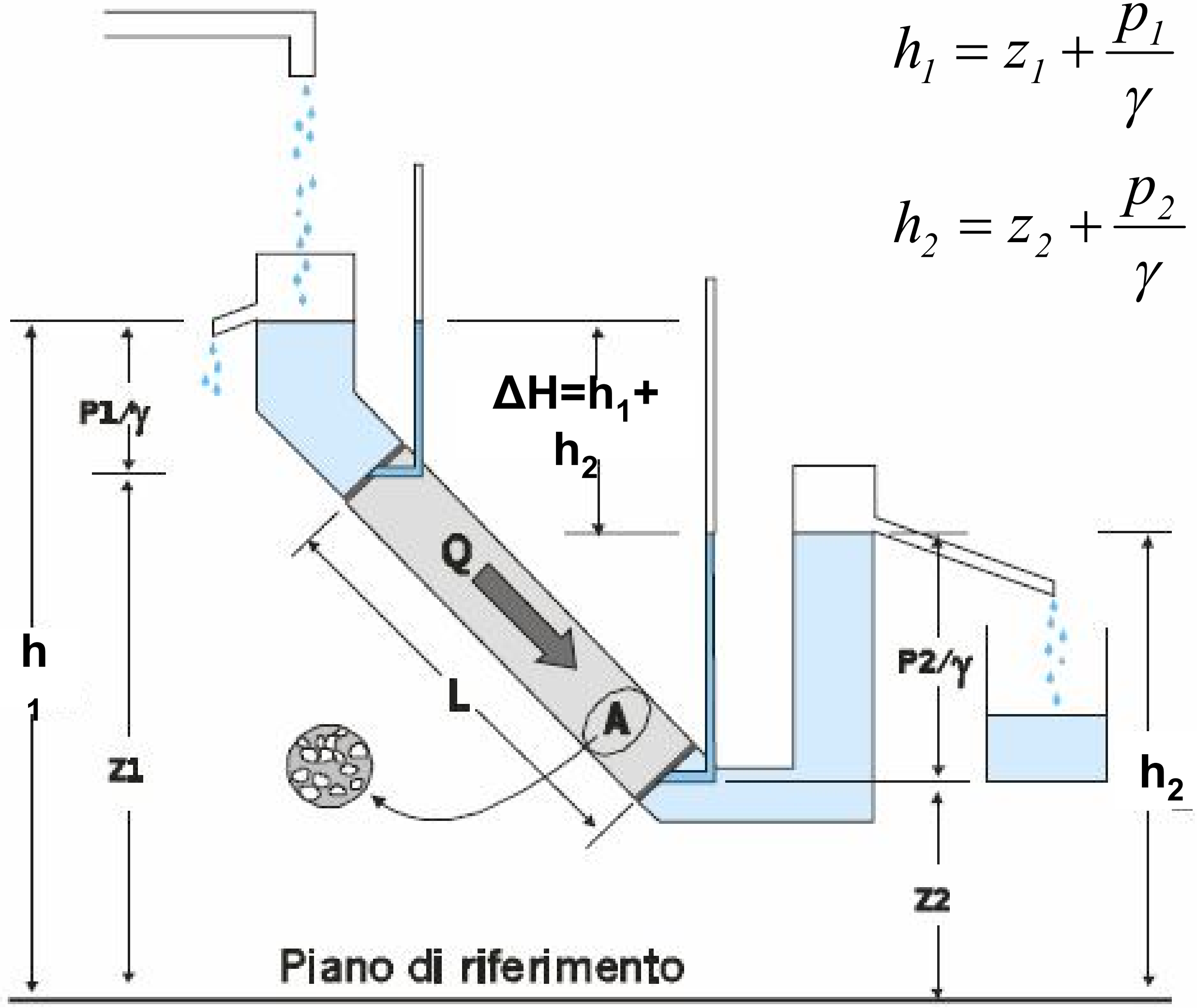
In filtrazione $\rightarrow$ perdita di energia dovuta alle resistenze (viscose) dentro i meati

$$z_A + \frac{p_A}{\gamma} + \frac{v_A^2}{2gn_s^2} = z_B + \frac{p_B}{\gamma} + \frac{v_B^2}{2gn_s^2} + \Delta H$$

n_s = porosità di superficie = Area dei pori / Area tot del mezzo
ΔH = perdita di energia per unità di peso sulla distanza Δs fra i punti A e B

Negli acquiferi, le velocità di flusso sono normalmente molto basse

$$\frac{v^2}{2gn_s^2} = trascurabile$$



$$h_1 = z_1 + \frac{p_1}{\gamma}$$

$$h_2 = z_2 + \frac{p_2}{\gamma}$$

PERDITA DI CARICO

È una misura della perdita di energia totale dovuta al flusso dell'acqua nel terreno, ossia dell'energia spesa dall'acqua per vincere la resistenza al moto opposta dal terreno compreso tra i due punti considerati

GRADIENTE IDRAULICO

$$i = \frac{\Delta H}{L}$$

perdita di carico per unità di lunghezza del percorso.

Fra il 1852 e il 1855 **Darcy**, studiando il flusso monodimensionale dell'acqua attraverso strati orizzontali di sabbia (in condizioni di moto laminare), osservò che la portata per unità di superficie è direttamente proporzionale alla perdita di carico e inversamente proporzionale alla lunghezza del percorso considerato

$$\boxed{\frac{Q}{A} = v = k\frac{\Delta H}{L} = ki}$$

k = **coefficiente di permeabilità**

- ha le dimensioni di una velocità

- dipende dalle proprietà del fluido (densità e viscosità) e dalle caratteristiche del mezzo poroso

→ Si determina tramite prove in situ o su campioni

In termini vettoriali, in condizioni di flusso bi-, e tri-dimensionali:

$$\bar{v} = -\bar{\bar{K}} \cdot \text{grad}\, h$$

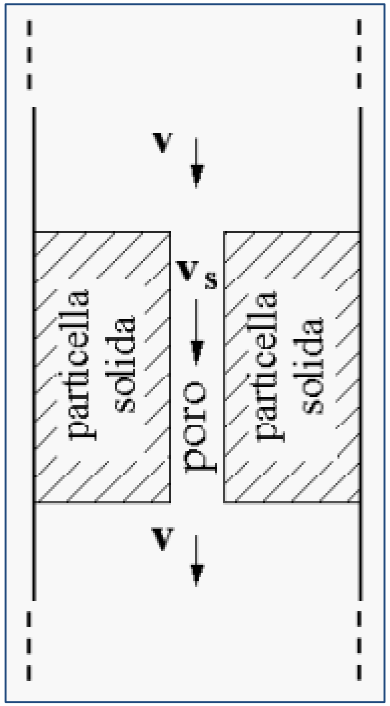
Considerando che la permeabilità è in generale una caratteristica anisotropa per i terreni naturali

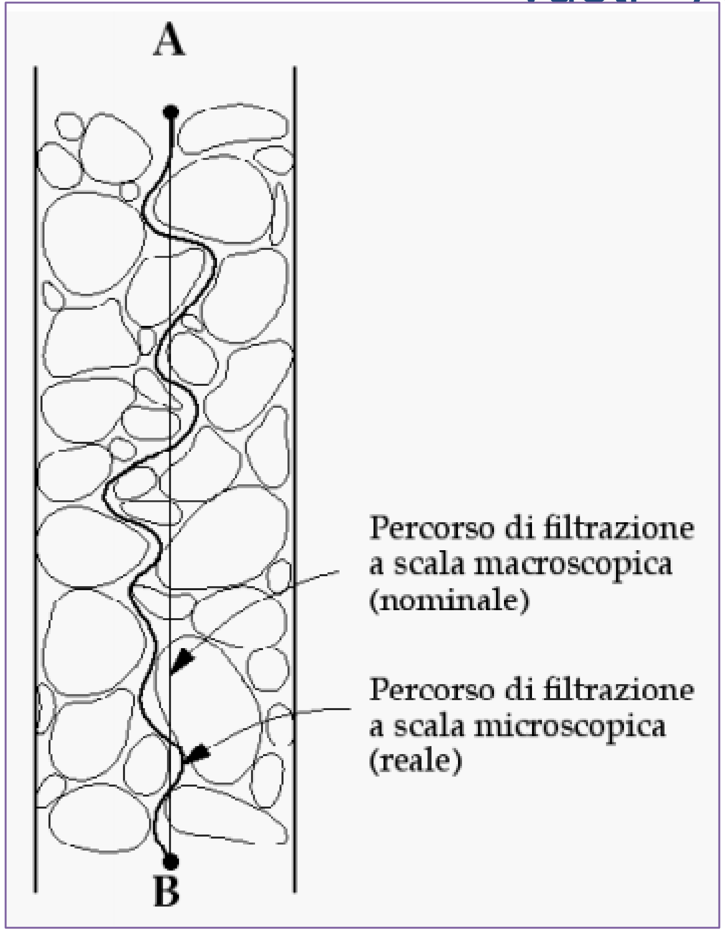
$$v_x = -k_x \cdot \frac{\partial h}{\partial x} = -k_x \cdot i_x$$

$$v_y = -k_y \cdot \frac{\partial h}{\partial y} = -k_y \cdot i_y$$

$$v_z = -k_z \cdot \frac{\partial h}{\partial z} = -k_z \cdot i_z$$

Nelle relazioni precedenti, v è una **velocità apparente**, perché la **velocità reale v_r** dell'acqua nei pori è >, in quanto l'area della sezione attraversata effettivamente dall'acqua - area dei vuoti - A_v < A





Anche il **percorso di filtrazione** finora considerato, pari alla lunghezza L del campione, è in realtà **apparente**, essendo quello reale sicuramente >

Coefficiente di permeabilità

Limitandoci a considerare come fluido interstiziale l'acqua, e poiché la densità e la viscosità di un fluido sono legate principalmente alla temperatura, che nel terreno, salvo gli strati più superficiali o alcune situazioni particolari, varia abbastanza poco, si assume il coefficiente di permeabilità dipendente solo dalle caratteristiche del terreno.

Campo di variazione del coefficiente di permeabilità dei terreni

TIPO DI TERRENO	k (m/s)
Ghiaia pulita	10^{-2} - 1
Sabbia pulita, sabbia e ghiaia	10^{-5} - 10^{-2}
Sabbia molto fine	10^{-6} - 10^{-4}
Limo e sabbia argillosa	10^{-9} - 10^{-5}
Limo	10^{-8} - 10^{-6}
Argilla omogenea sotto falda	$< 10^{-9}$
Argilla sovraconsolidata fessurata	10^{-8} - 10^{-4}
Roccia non fessurata	10^{-12} - 10^{-10}

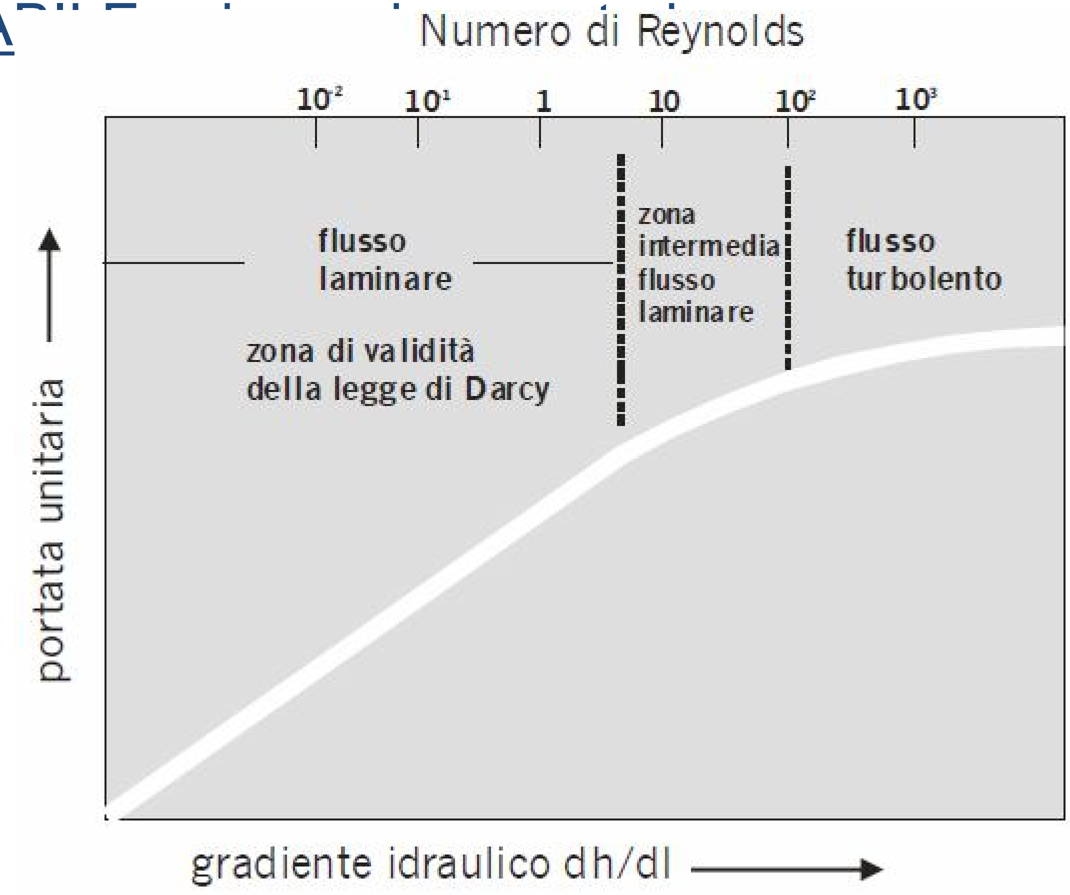
Validità della legge di Darcy

La legge di Darcy resta valida in una certa gamma di velocità

<u>NON È VERIFICATA</u> nei moti turbolenti, né in quelli estremamente lenti,
come in certe argille a bassa permeabilità
<u>NON È APPLICA</u>

Ad alte velocità esiste un parametro (adimensionale) che permette di stabilire se il movimento è ancora di tipo laminare o turbolento

$$\mathrm{Re} = \frac{\rho v D}{\mu}$$

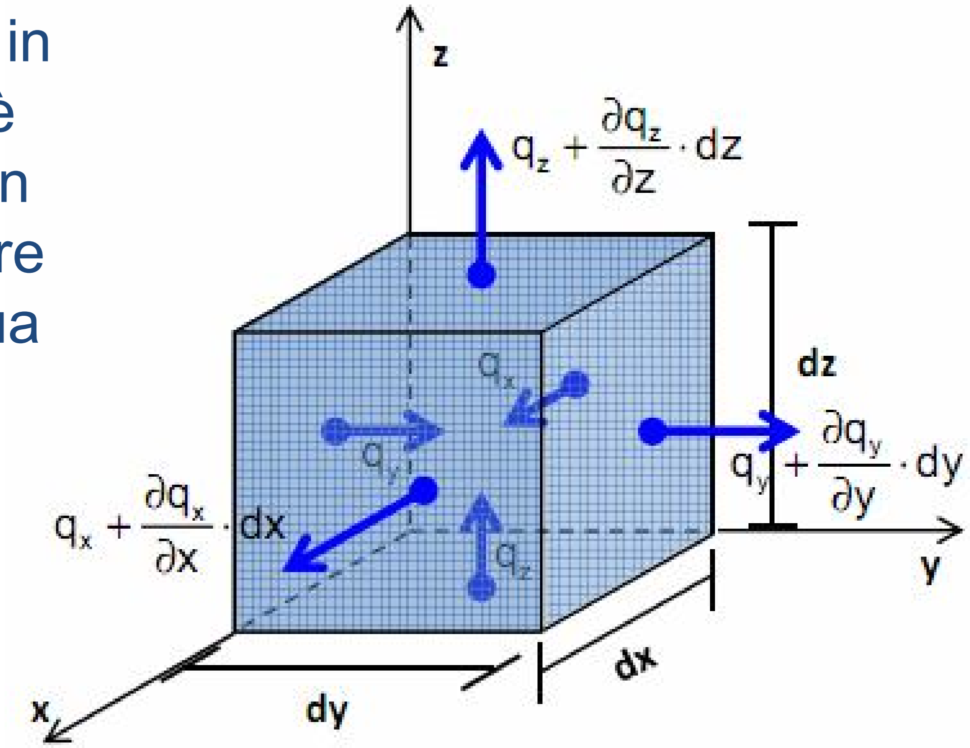


Equazioni di continuità

CONDIZIONI STAZIONARIE

La somma delle portate entranti in un volume cubico elementare è identica alle portate uscenti (non essendovi nel volume elementare alcun accumulo o deficit di acqua immagazzinata)

$$\frac{\partial q_x}{\partial x} + \frac{\partial q_y}{\partial y} + \frac{\partial q_z}{\partial z} = 0 \Leftrightarrow \mathrm{div}\left(\vec{q}\right) = 0$$



$$\frac{\partial}{\partial x}\left(k_x \frac{\partial h}{\partial x}\right) + \frac{\partial}{\partial y}\left(k_y \frac{\partial h}{\partial y}\right) + \frac{\partial}{\partial z}\left(k_z \frac{\partial h}{\partial z}\right) = 0$$

CONDIZIONI TRANSITORIE

La differenza tra flusso entrante ed uscente da un volume cubico unitario (più un eventuale flusso esterno Q) è bilanciata da variazioni nel tempo del contenuto d’acqua

$$\boxed{\frac{\partial}{\partial x}\left(k_x \frac{\partial h}{\partial x}\right)+\frac{\partial}{\partial y}\left(k_y \frac{\partial h}{\partial y}\right)+\frac{\partial}{\partial z}\left(k_z \frac{\partial h}{\partial z}\right)+Q=\frac{\partial \Theta}{\partial t}}$$

Equazione di Laplace

In condizioni di moto stazionario, l'eq. di continuità

$$\boxed{\frac{\partial}{\partial x}\left(k_x \frac{\partial h}{\partial x}\right)+\frac{\partial}{\partial y}\left(k_y \frac{\partial h}{\partial y}\right)+\frac{\partial}{\partial z}\left(k_z \frac{\partial h}{\partial z}\right)=0}$$

Nel caso di mezzo isotropo

$$\boxed{\frac{\partial^2 h}{\partial x^2}+\frac{\partial^2 h}{\partial y^2}+\frac{\partial^2 h}{\partial z^2}=0}$$

Modello matematico dei moti di filtrazione in condizioni stazionarie in mezzi omogenei ed isotropi

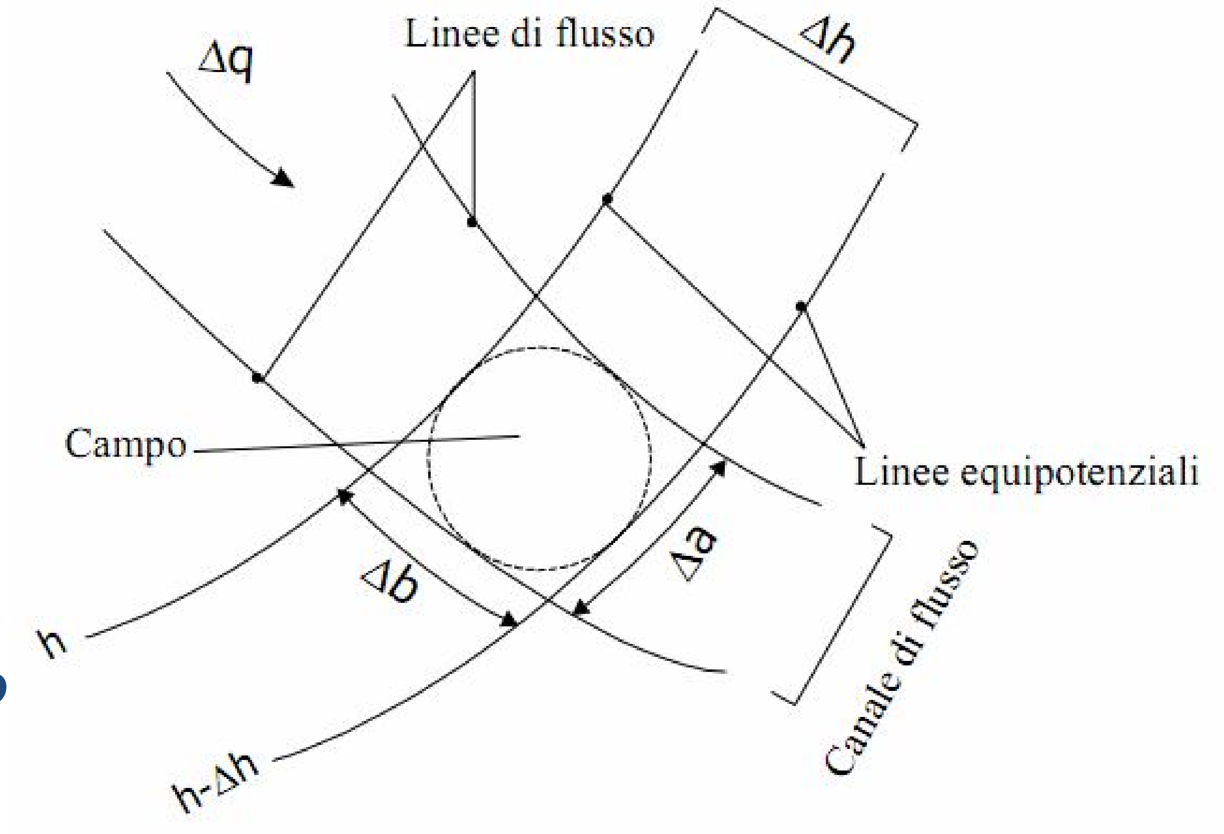
In questo caso la soluzione e quindi la distribuzione delle h non dipende da K

La soluzione analitica dell’equazione di Laplace è sempre molto difficile Attualmente si ricorre a soluzioni numeriche con i metodi delle differenze finite o degli elementi finiti, o alle più tradizionali e storiche soluzioni grafiche

Infatti, l’equazione di Laplace bidimensionale può essere rappresentata graficamente da due complessi di curve (le **linee di flusso** e le **linee equipotenziali**) che si tagliano ad angolo retto

Le linee di flusso sono i percorsi dei filetti liquidi nella sezione trasversale

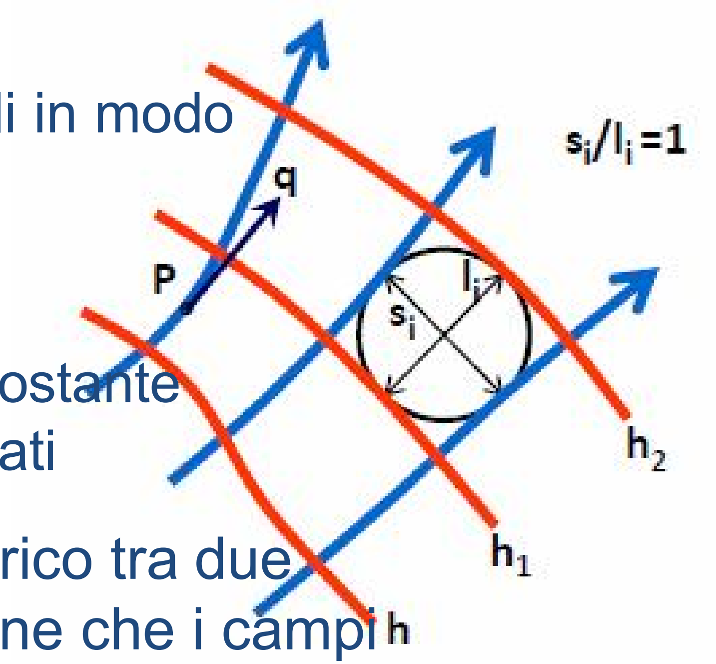
Le linee equipotenziali sono le linee di eguale energia potenziale, ovvero di eguale carico idraulico



Rete idrodinamica

Come costruirla????

Scegliere le linee di flusso ed equipotenziali in modo che:



- I canali di flusso abbiano stessa Δq
- Δh tra due equipotenziali successive sia costante
- I campi siano approssimativamente quadrati

Noto *h* e scelto *N* (num. dei dislivelli di carico tra due equipotenziali successive), dalla condizione che i campi siano approssimativamente quadrati, si ottiene il num N_1 di canali di flusso

$$\boxed{i = \frac{\Delta h}{l_i}}$$

$$\boxed{v = k \cdot i = k \cdot \frac{\Delta h}{l_i} = \frac{k \cdot h}{N \cdot l_i}}$$

$$\boxed{\Delta q = v \cdot s_i = \frac{k \cdot h \cdot s_i}{N \cdot l_i} \cong \frac{k \cdot h}{N}}$$

$$\boxed{Q = N_1 \cdot \Delta q = k \cdot h \cdot \frac{N_1}{N}}$$

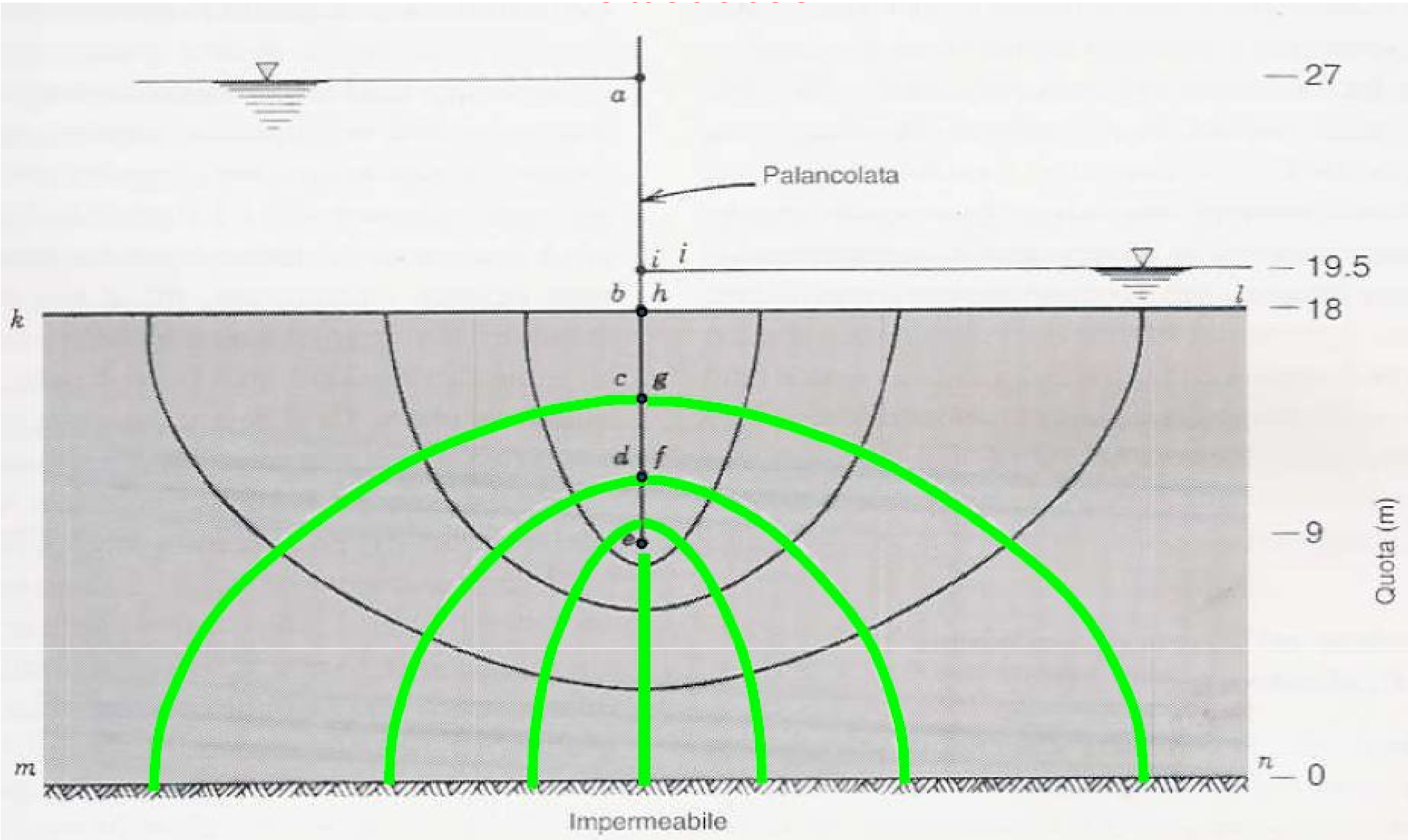
Le <u>condizioni al contorno</u>, che permettono di tracciare alcune linee equipotenziali e di flusso, sono date da:

- le superfici impermeabili sono linee di flusso (ad esempio la superficie di uno strato di argilla, o la superficie verticale di un diaframma impermeabile, etc..)

- le superfici a contatto con l'acqua libera sono linee equipotenziali, poiché in tutti i loro punti vale la relazione

$$h = z + \frac{p}{\gamma} = \text{cost}$$

Esempio: rete idrodinamica a maglie quadre in un mezzo isotropo e

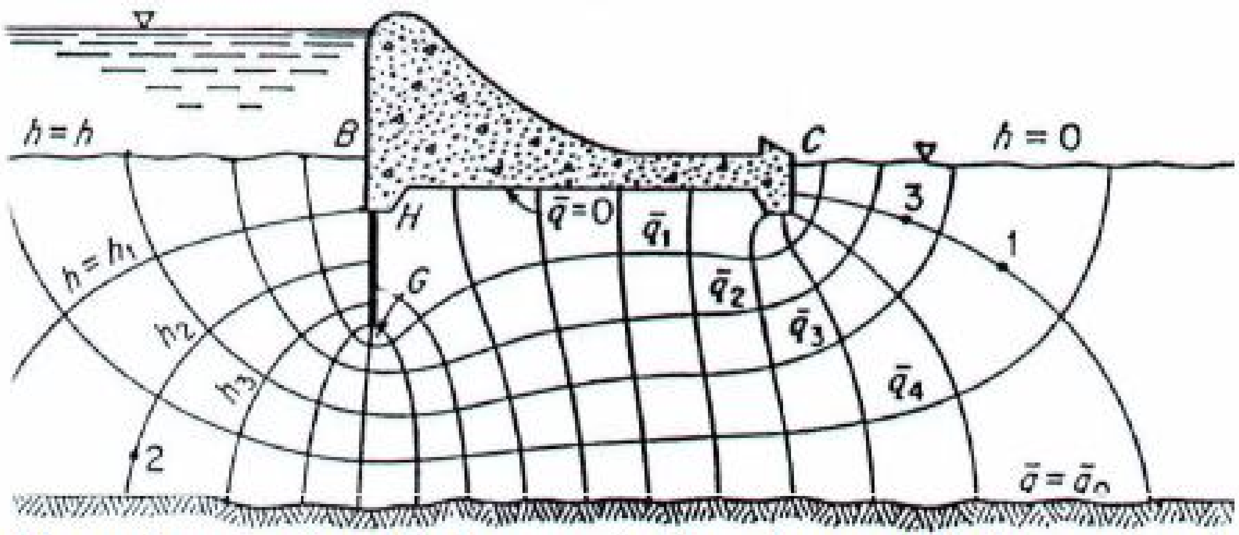


Condizioni idrauliche al contorno:

-Individuare linee di flusso

-Individuare linee equipotenziali

Suggerimenti per costruire una rete a maglie quadre



1. Cominciare dai contorni sui quali siano noti gli andamenti delle quote piezometriche o le condizioni di flusso.
2. Cominciare a tracciare soltanto qualche linea di flusso tenendo conto del fatto che la loro spaziatura aumenta all'aumentare del raggio di curvatura.
3. Tracciare le prime equipotenziali tenendo conto del fatto che devono intersecare le linee di flusso con angoli retti e che le figure geometriche definite devono essere quadrati curviline.
4. Riaggiustare le prime linee di flusso e le prime equipotenziali in modo che siano soddisfatte le condizioni in (3). Quindi aggiungere nuove linee di flusso e nuove equipotenziali.
5. Come controllo finale tracciare le diagonali dei quadrati: queste devono formare due famiglie di curve che si intersecano perpendicolarmente.

Prove in situ

si praticano su pozzi, piezometri e fori di sondaggio con l'obiettivo di determinare, per l'acquifero considerato, le grandezze idrogeologiche e di valutare i parametri idrodinamici per giungere alla definizione delle condizioni di sfruttamento rispettose della risorsa idrica

POZZO = perforazione verticale nel terreno che raggiunge la falda penetrando al di sotto della quota piezometrica ma senza oltrepassare il limite inferiore dell'acquifero la cui parte terminale (sezione filtrante) è dotata di un filtro per le particelle fini circondato da sabbia per consentire il drenaggio

Prove puntuali

Prove di pompaggio

Prova di pozzo → si definisce la portata d'esercizio del pozzo e l'identificazione dell'eq. del pozzo attraverso cui è possibile gestire correttamente l'opera (approvvigionamento idrico, esaurimento o controllo temporaneo di acque sotterranee);

Prova di acquifero → si determinano i parametri idrogeologici di un acquifero (conducibilità idraulica, trasmissività, coefficiente di immagazzinamento), ed anche tutti gli altri coefficienti (immagazzinamento specifico, porosità efficace, diffusività, coefficiente di perdita, ecc.);

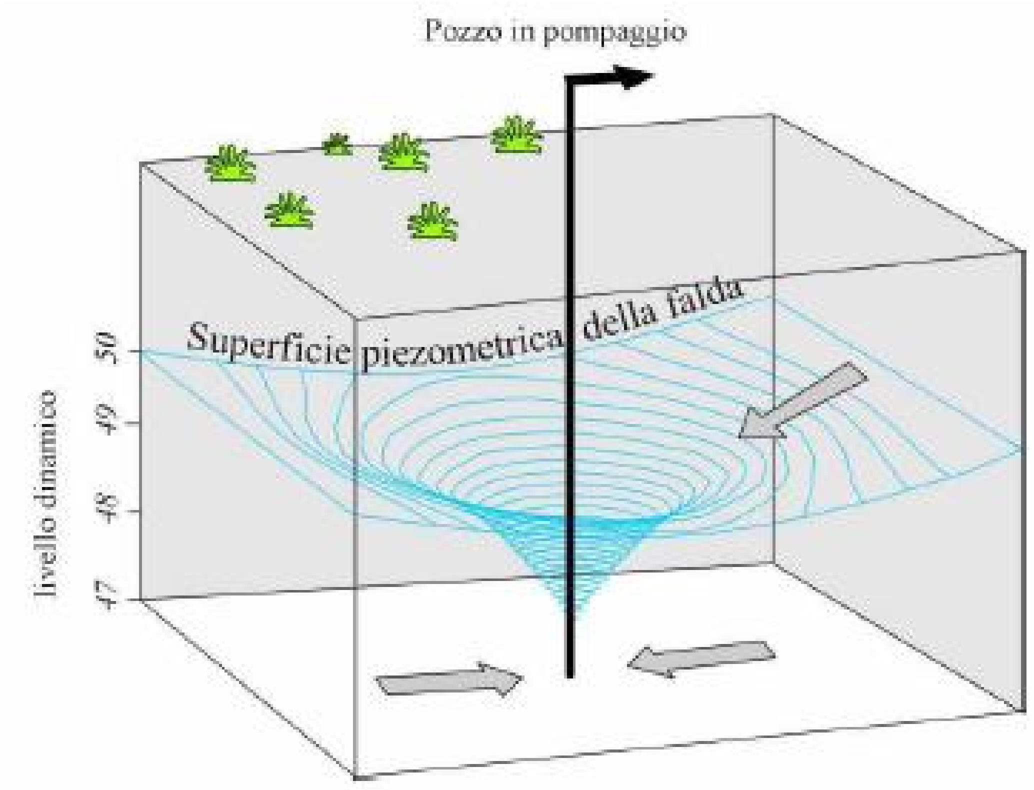
$T = k \cdot b$
K=conducibilità idraulica
b=spessore acquifero

Prova a fini multipli → si perseguono entrambi i suddetti obiettivi

Metodologia delle prove di pompaggio

Le prove consistono nel sottoporre un pozzo ad emungimento, tramite una pompa sommersa od aspirante, e nel misurare gli abbassamenti di falda provocati nello stesso pozzo e/o in piezometri vicini

A seconda del metodo di interpretazione scelto e della tipologia di acquifero, si costruiscono i grafici: tempo-abbassamento,
ento specifico-portata, portata-
to ecc.

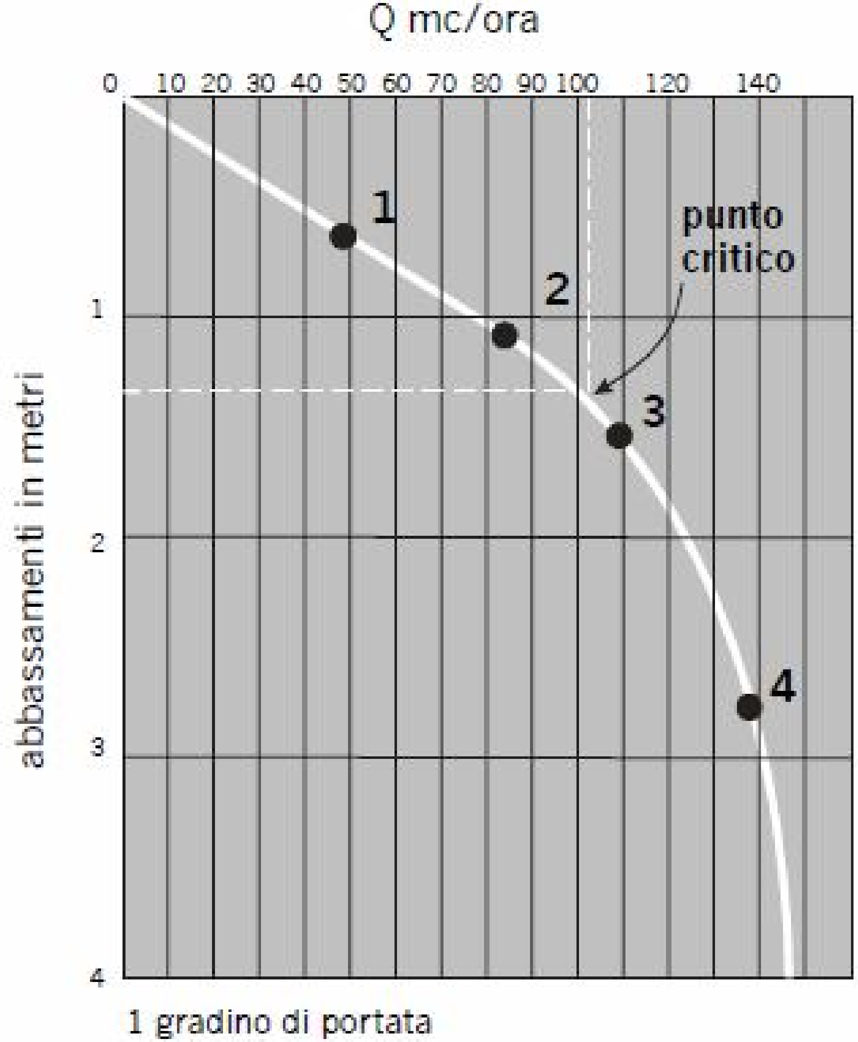


La geometria della prova ed il metodo di interpretazione scelto, variano a seconda delle caratteristiche del pozzo e dell'acquifero (freatico, confinato, semiconfinato, vicino ad un limite alimentante od impermeabile, ecc.)

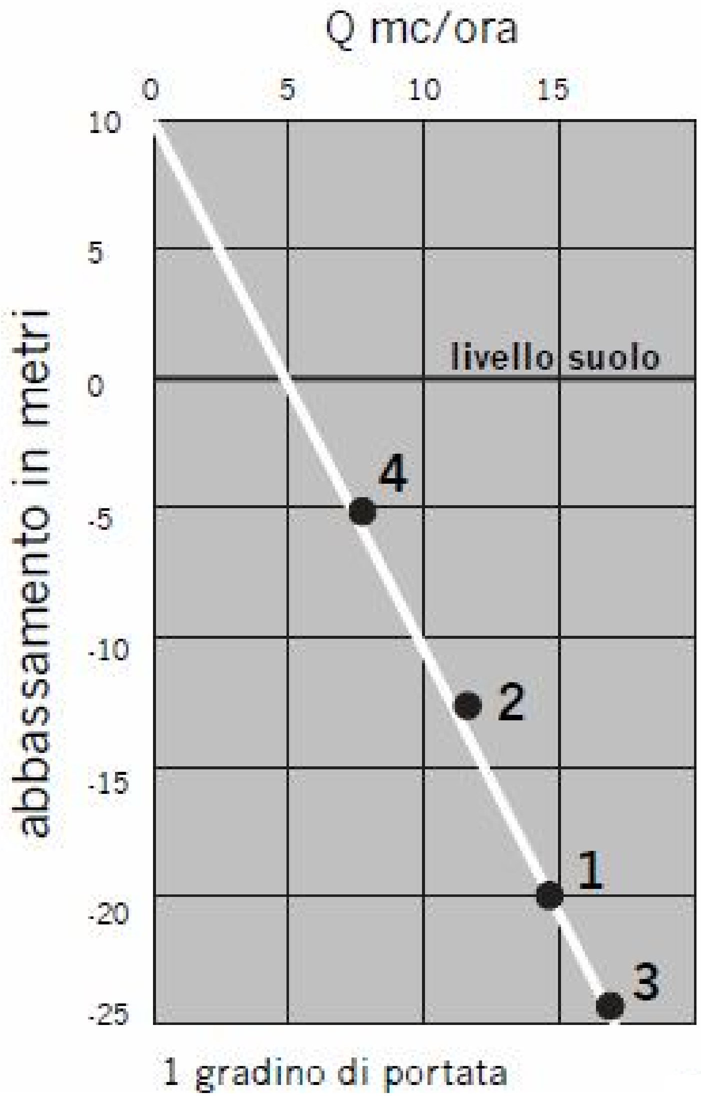
Elaborazione dei dati

Situazione	Acquifero	Metodo d'analisi
Regime permanente (*steady state*)	Confinato	Thiem
	Freatico	Dupuit
Regime transitorio (*unsteady state*)	Confinato (*)	Theis Cooper-Jacob Chow
	Freatico (*)	Theis Cooper-Jacob Chow
(*) l'elaborazione può essere fatta anche con misure in risalita, sia nel pozzo sia nei piezometri		

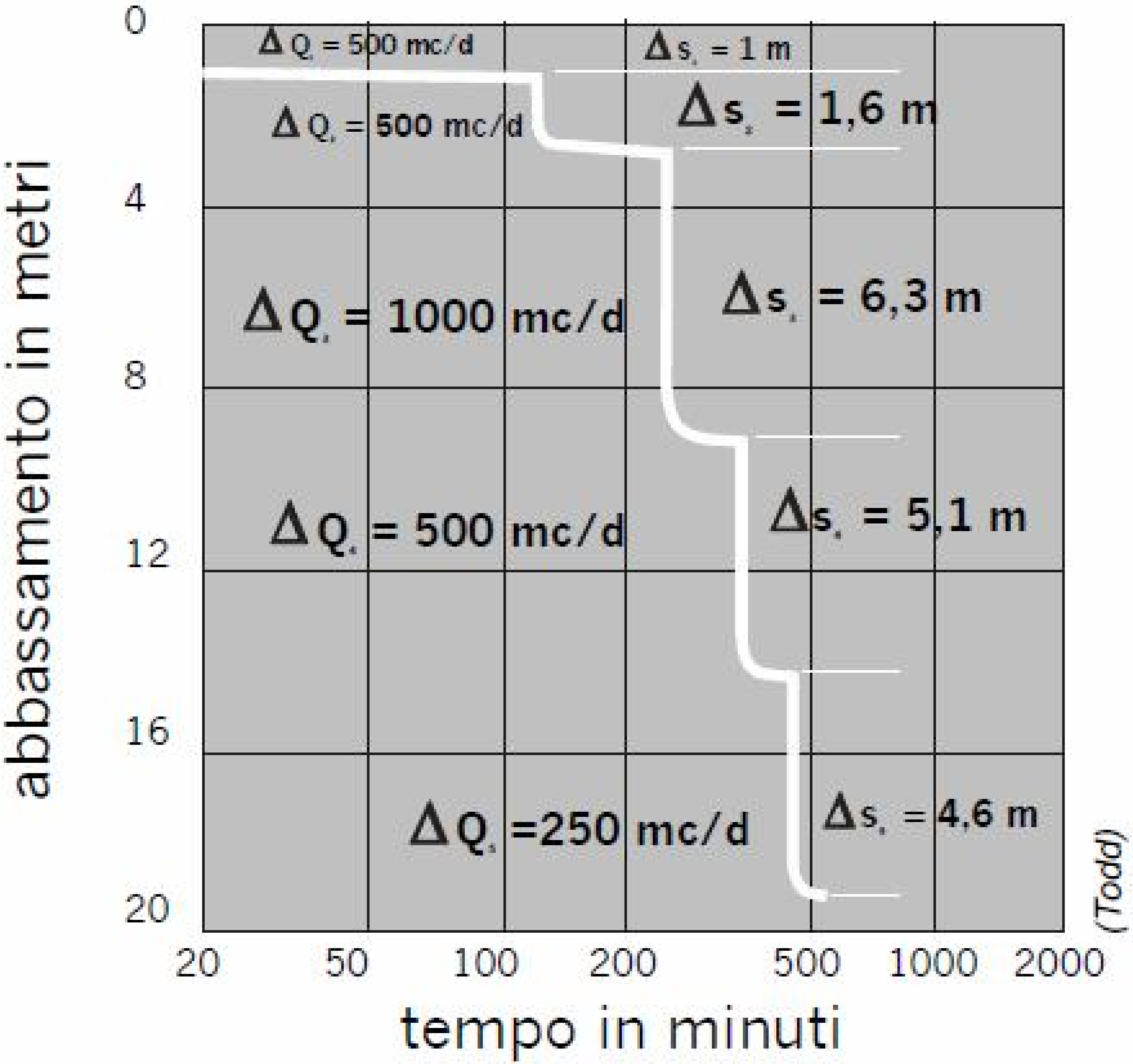
Curva caratteristica di un pozzo in falda freatica (Q variabile)



Curva caratteristica di un pozzo in falda artesiana (Q variabile)

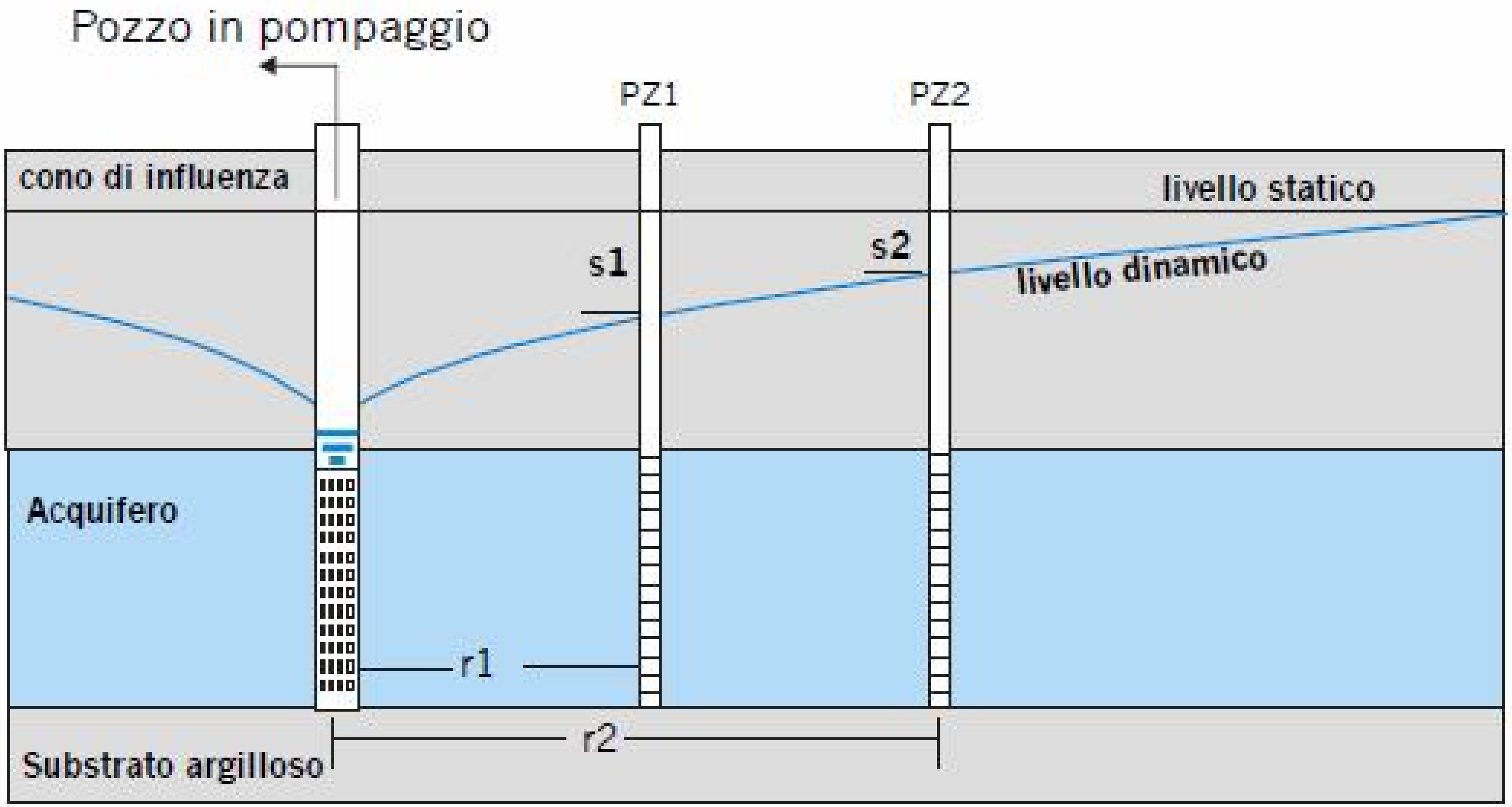


Curva di un pozzo durante una prova a gradini di portata



Soluzione in regime permanente

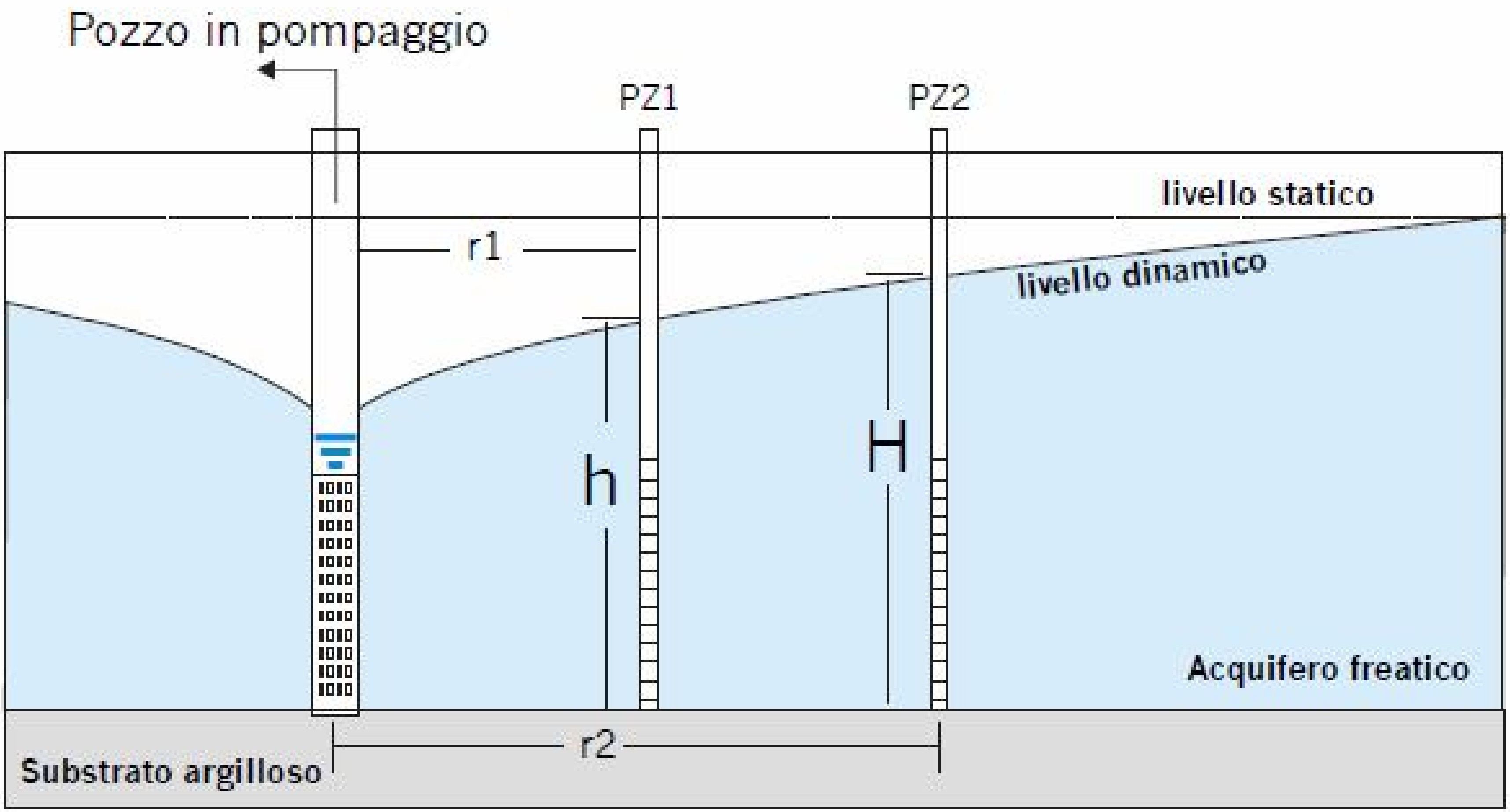
Metodo di Thiem: acquifero confinato



Conoscendo la portata cost, estratta durante la prova, le distanze dei piezometri del pozzo e gli abbassamenti minurati, la trasmissività è data da:

$$T = \frac{Q}{2\pi\,(s_1 - s_2)} \ln r_2/r_1$$

Metodo di Dupuit: acquifero freatico



$$Q = \pi K \frac{H^2 - h^2}{\ln r_2/r_1} \qquad K = \frac{Q}{\pi\,(H^2 - h^2)} \ln r_2/r_1$$

Condizioni di validità per il pozzo

- Deve essere completo fino al substrato impermeabile
- Il flusso verso i filtri è laminare con numero di Reynolds < 10

  (velocità d'ingresso ≤ 3 cm/sec)
- L'acqua pompata è scaricata all'esterno (senza che si reinfiltri nell'acquifero)
- Il diametro del pozzo è piccolo così da trascurare il volume d'acqua nel tubo e le perdite di carico

-La portata è costante

-Il regime è permanente (il tempo non compare nelle formule!) quindi Δs è costante, a parità di sollecitazione

-Gli abbassamenti sono piccoli, rispetto allo spessore saturo

($\Delta s \leq 0{,}15\ H – 0{,}25\ H$)

Condizioni di validità per l'acquifero

- Deve essere confinato, omogeneo, isotropo, a spessore costante ed infinitamente esteso
- La falda è considerata piatta, all'inizio della prova
- È valida la legge di Darcy ed il flusso è radiale verso il pozzo
- La componente verticale della velocità di flusso è trascurabile   ($v_z = 0$)
- Le componenti orizzontali della velocità di flusso sono uguali   ($v_x = v_y$)