Corso di laurea specialistica in
Ingegneria delle Acque e della Difesa del Suolo

Corso di

GESTIONE delle RISORSE IDRICHE

a.a. 2003-2004

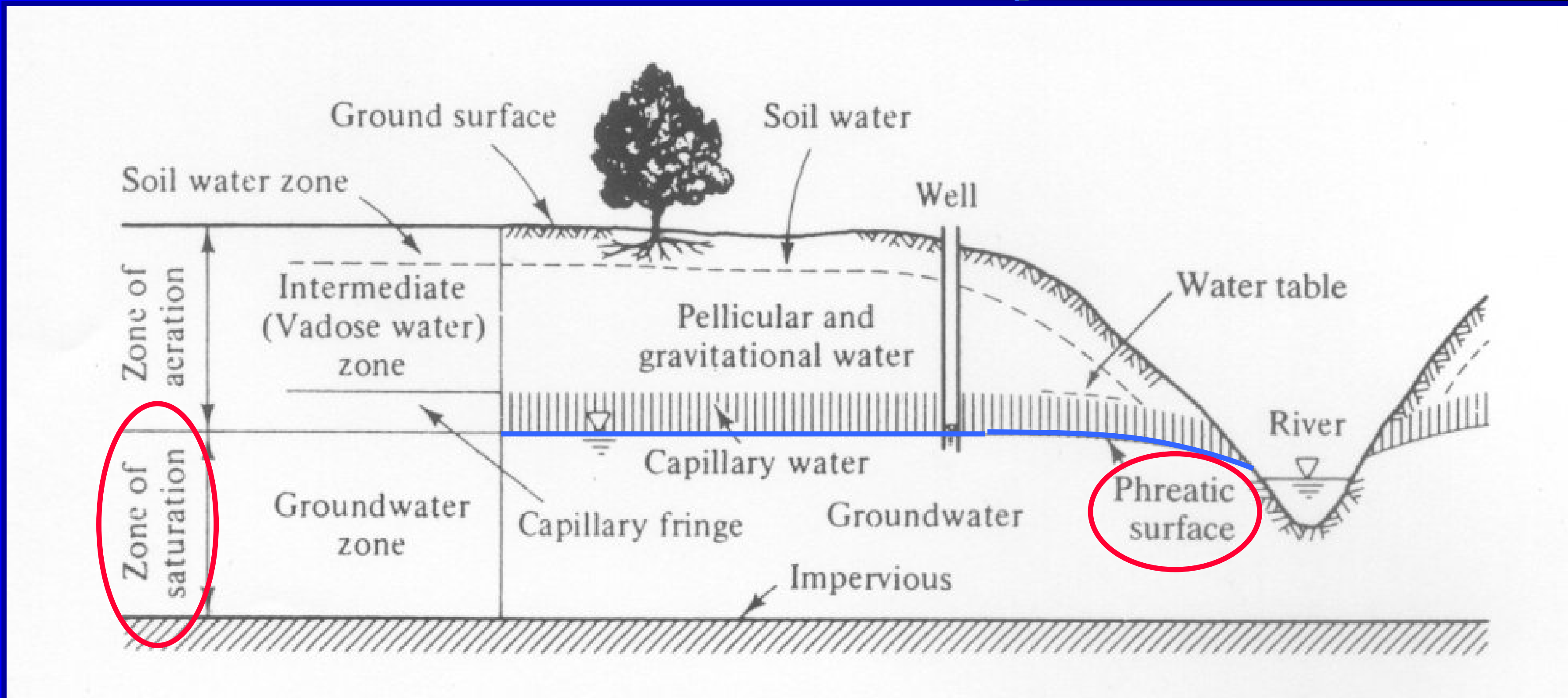
Prof. Luca Lanza

Dipartimento di Ingegneria Ambientale - DIAM

Zona di SATURAZIONE

(l'acqua occupa interamente gli spazi interstiziali del terreno)

Distribuzione ACQUE SOTTERRANEE in suolo OMOGENEO:



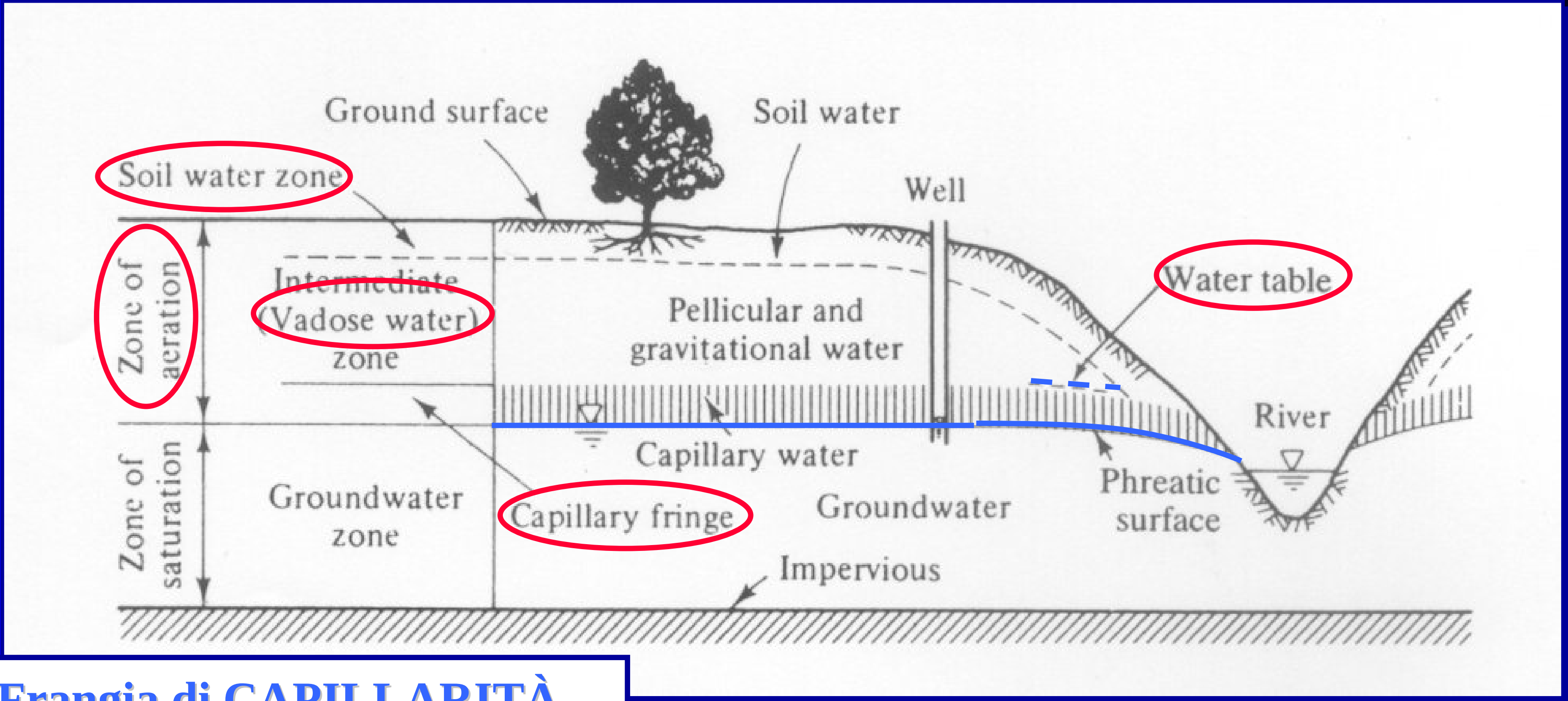
(Bear and Verruijt, 1990)

Superficie FREATICA

- ✓ *superficie immaginaria in cui tutti punti hanno una pressione pari a quella atmosferica*

Zona di AREAZIONE

(i pori contengono sia acqua che gas – principalmente aria e vapor d'acqua)



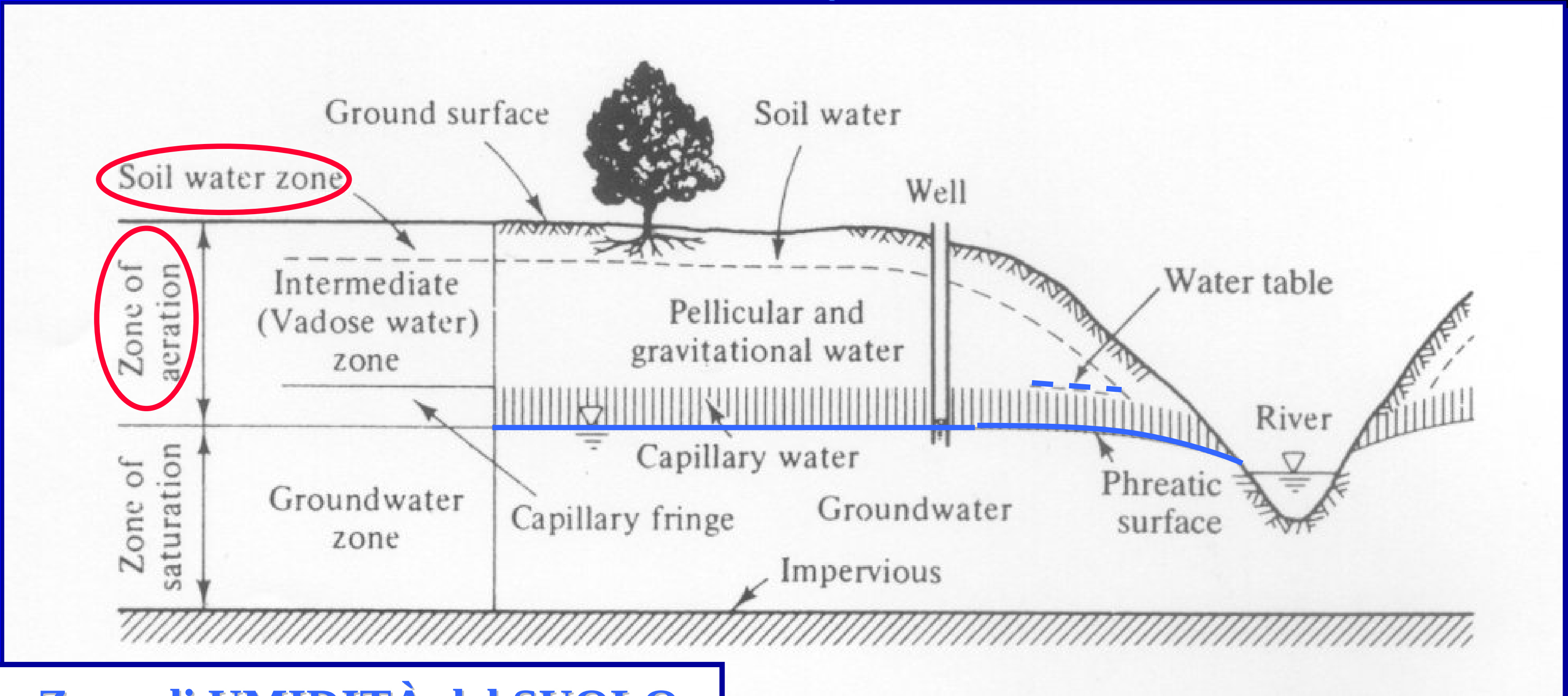
(Bear and Verruijt, 1990)

Frangia di CAPILLARITÀ

- ✓ *zona che si estende al di sopra della superficie freatica, in cui il grado di umidità decresce gradualmente allontanandosi da tale superficie*
- ✓ *l'estensione di tale zona dipende dal tipo e dall'omogeneità del suolo (praticamente assente in suoli costituiti da materiali grossolani; 2-3 m in suoli argillosi)*
- ✓ *il limite superiore di tale zona ha una superficie irregolare, si assume come frangia di capillarità la zona in cui il suolo è assunto praticamente saturo (75%)*

Zona di AREAZIONE

(i pori contengono sia acqua che gas – principalmente aria e vapor d'acqua)



(Bear and Verruijt, 1990)

Zona di UMIDITÀ del SUOLO

- ✓ *zona adiacente alla superficie del terreno che comprende la zona delle radici delle piante*
- ✓ *in tale zona l'acqua tende a muoversi verso il basso durante l'infiltrazione (precipitazioni, irrigazione, ecc.) e verso l'alto a causa dei processi di evapo-traspirazione*
- ✓ *la distribuzione dell'umidità è fortemente influenzata sia dalle condizioni sulla superficie del suolo che dalla presenza di una superficie freatica poco profonda*

LE FALDE ACQUIFERE NATURALI

Alcune Definizioni:

Acquifero

Formazione (o gruppo di formazioni) che contiene acqua e permette il flusso idrico in condizioni ordinarie (per azione della gravità).

Acquiclude

Formazione che contiene acqua ma non permette flussi idrici significativi in condizioni ordinarie. E' considerato una formazione impermeabile per le applicazioni pratiche

Acquitardo

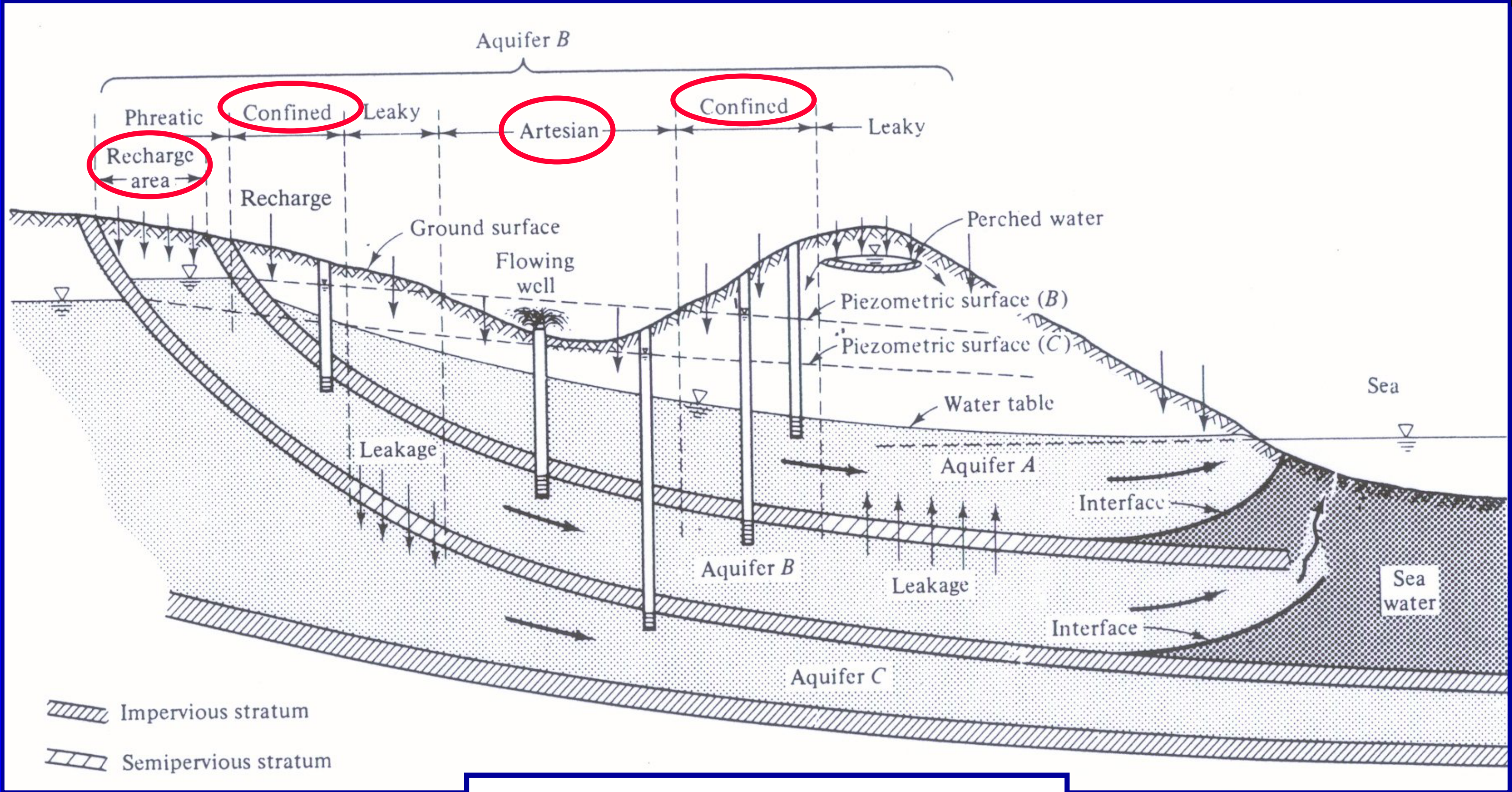
Formazione che contiene acqua e permette flussi idrici ma con velocità molto lente rispetto agli acquiferi.

Acquifugo

Formazione che non contiene acqua e non permette alcun flusso idrico.

CLASSIFICAZIONE degli ACQUIFERI

➢ **Gli acquiferi sono classificati in funzione delle condizioni di pressione del sistema**



(Bear and Verruijt, 1990)

Acquifero CONFINATO

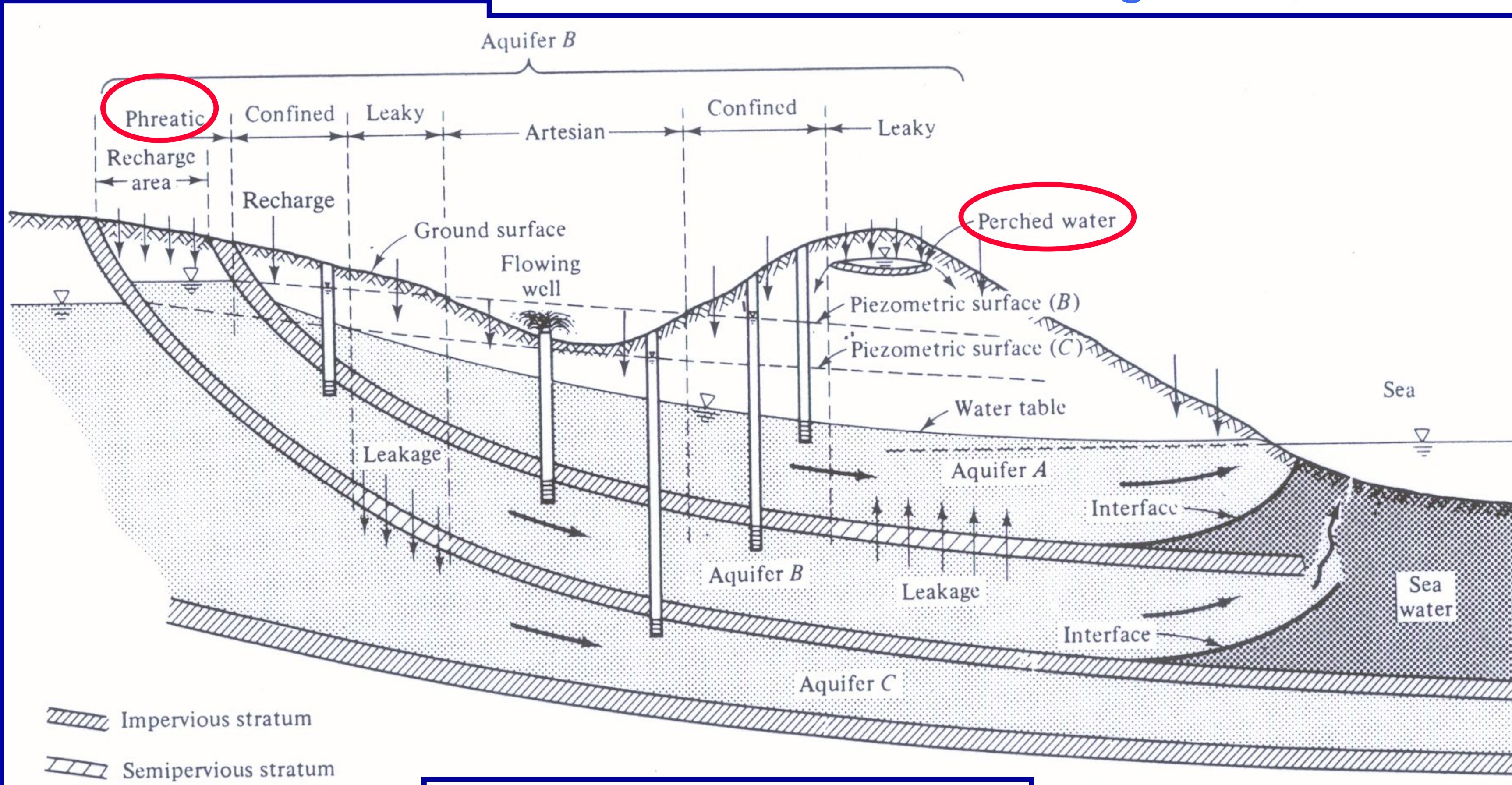
✓ *è delimitato da formazioni di suolo impermeabile (in PRESSIONE)*

acquifero ARTESIANO

✓ *la superficie piezometrica si trova al di sopra della superficie del suolo*

✓ *la ricarica dell'acquifero avviene in prossimità della superficie o dove terminano gli strati impermeabili*

CLASSIFICAZIONE degli ACQUIFERI



(Bear and Verruijt, 1990)

Acquifero FREATICO

- ✓ è un acquifero in cui la superficie freatica ne costituisce il limite superiore
- ✓ la ricarica dell'acquifero avviene direttamente dalla superficie sovrastante

FALDA SOSPESA ✓ caso particolare di acquifero freatico formato da uno strato limitato di superficie impermeabile

GESTIONE DELLE FALDE ACQUIFERE

Una falda può avere numerosi ruoli nell'ambito di un sistema di risorse idriche:

Fonte di Approvvigionamento

È la funzione più immediata. Consente di disporre di un tasso di emungimento annuale (costante o variabile di anno in anno).

Bacino di Riserva

È possibile immagazzinare grandi quantità d'acqua nelle falde freatiche come riserva stagionale o breve (ad es. con ricarica artificiale)

ACQUIFERO

Filtro

L'acquifero può essere utilizzato come un filtro grazie alla rimozione dei solidi in sospensione e la rimozione delle sostanze chimiche per adsorbimento ed altre reazioni chimiche.

Condotta di Trasporto

Con la tecnica della ricarica artificiale l'acqua può essere immessa in un acquifero a monte per poterla poi emungere a valle da uno o più pozzi.

Controllo delle Curve di Esaurimento

Può essere realizzato nei confronti di sorgenti o corsi d'acqua mediante controllo dei livelli di falda che determinano il flusso.

GESTIONE DELLE FALDE ACQUIFERE

= prendere decisioni (assegnare un valore ad una VARIABILE DECISIONALE) per modificare lo STATO del sistema in modo da raggiungere determinati OBIETTIVI in accordo ai diversi VINCOLI del sistema.

Esempi di variabili di stato:

- **livello idrico**
- **concentrazione di inquinante**
- **intrusione del cuneo salino**

Esempi di variabili decisionali:

- **tasso di emungimento**
- **tasso di ricarica artificiale**
- **qualità dell'acqua di ricarica**
- **posizione di nuovi pozzi di emungimento**

Esempi di funzioni obiettivo:

- **massimizzare il guadagno totale netto**
- **minimizzare il costo delle operazioni di potabilizzazione**
- **minimizzare il costo dell'unità di volume distribuito all'utenza**
- **minimizzare il consumo totale di energia**
- **minimizzare l'impatto ambientale degli emungimenti**
- **minimizzare il rischio di degradazione della risorsa**

Esempi di vincoli idrologici:

- **il livello idrico complessivo deve rimanere entro determinati valori (max/min)**
- **le concentrazioni di inquinante non devono superare determinati valori (max)**
- **l'intrusione del cuneo salino non deve superare determinati valori (max)**
- **…**

BILANCIO IDRICO degli ACQUIFERI

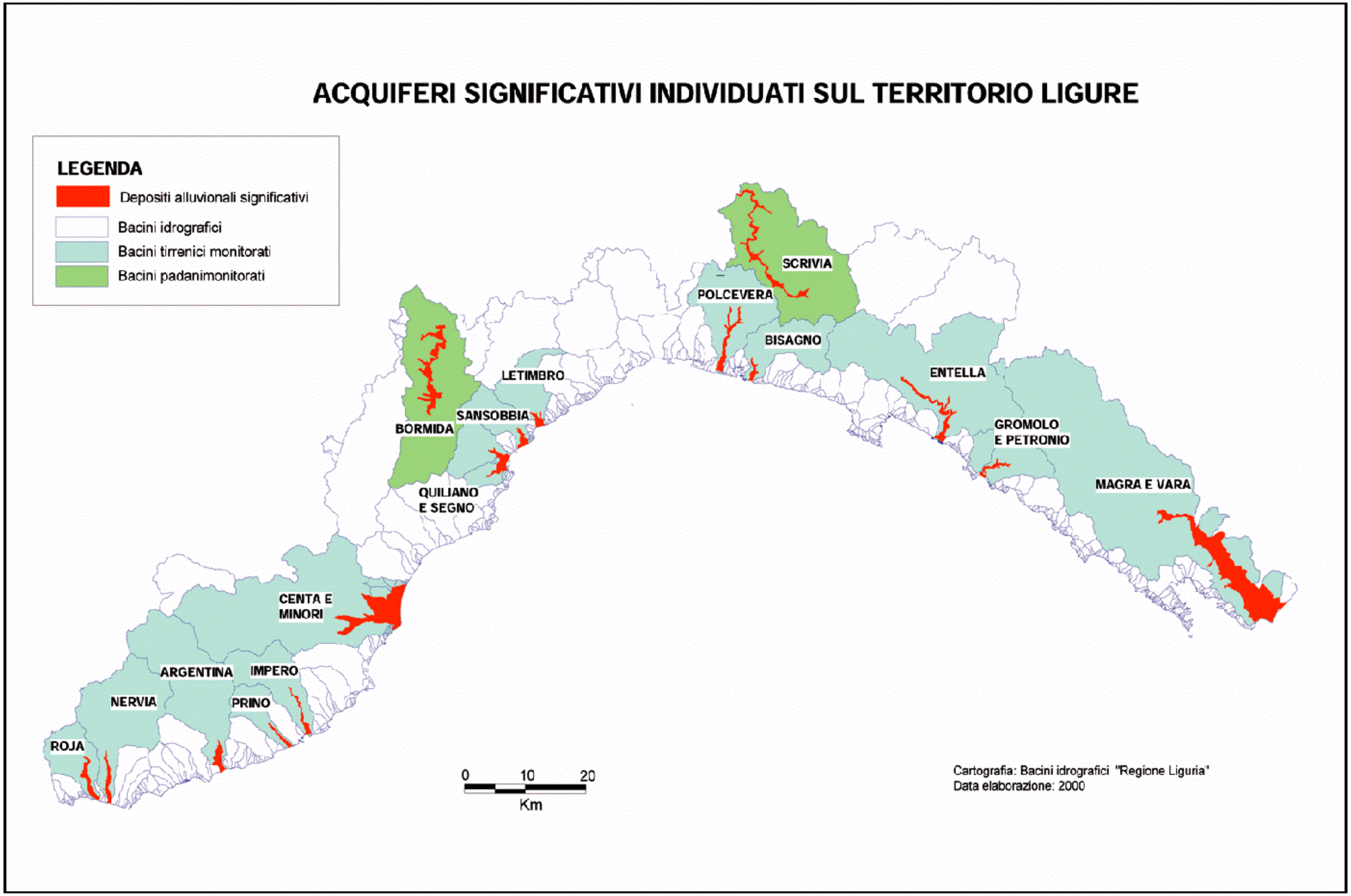
Elementi di ricarica:

- **Afflusso sotterraneo attraverso i confini dell'acquifero**
- **Infiltrazione**
- **Flussi di ritorno da irrigazione o fosse disperdenti**
- **Ricarica artificiale**
- **Infiltrazione da fiumi e da laghi**

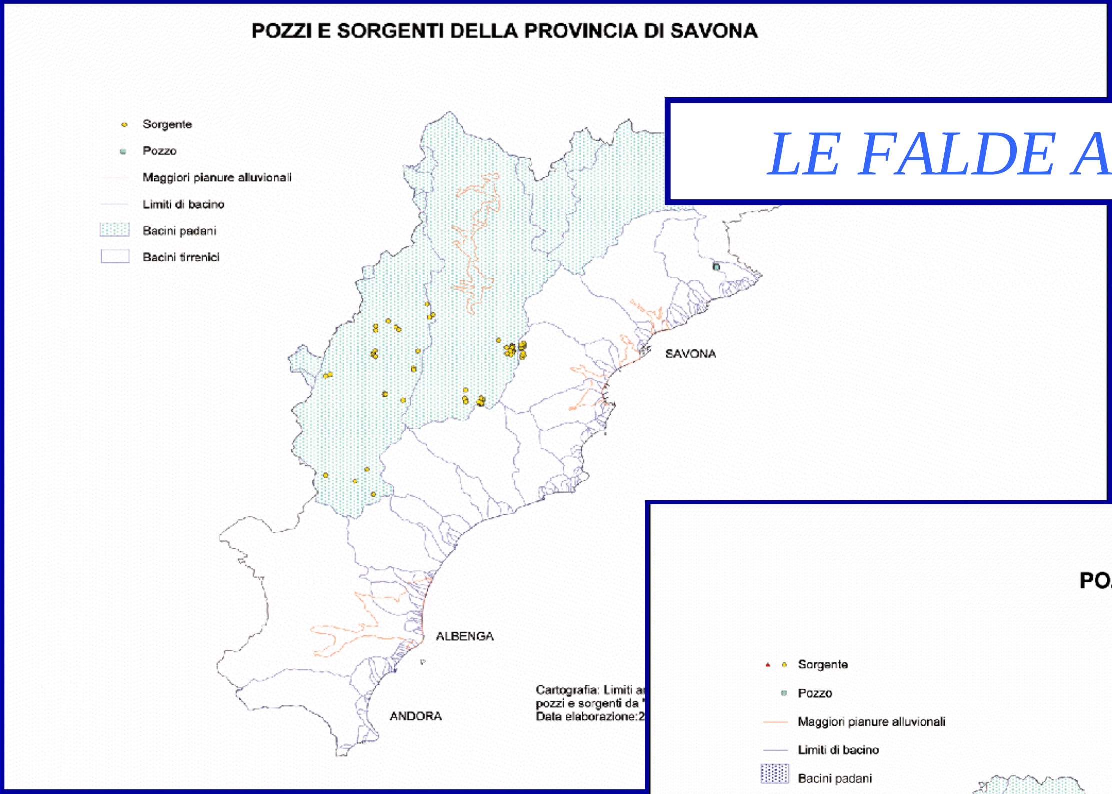
Elementi di perdita:

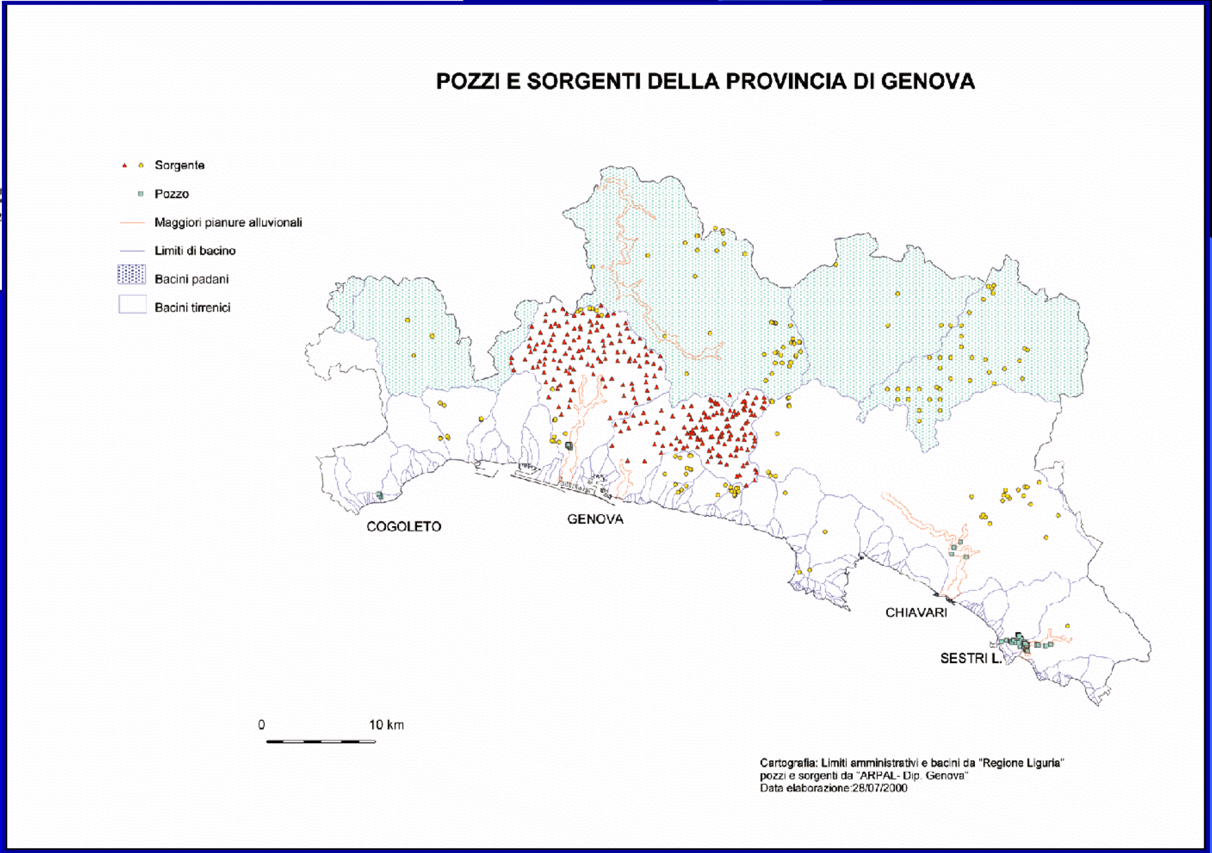
- **Deflusso sotterraneo attraverso i confini dell'acquifero**
- **Pompaggio**
- **Deflusso verso laghi e fiumi**
- **Deflusso verso sorgenti**
- **Evapo-traspirazione**

LE FALDE ACQUIFERE in LIGURIA

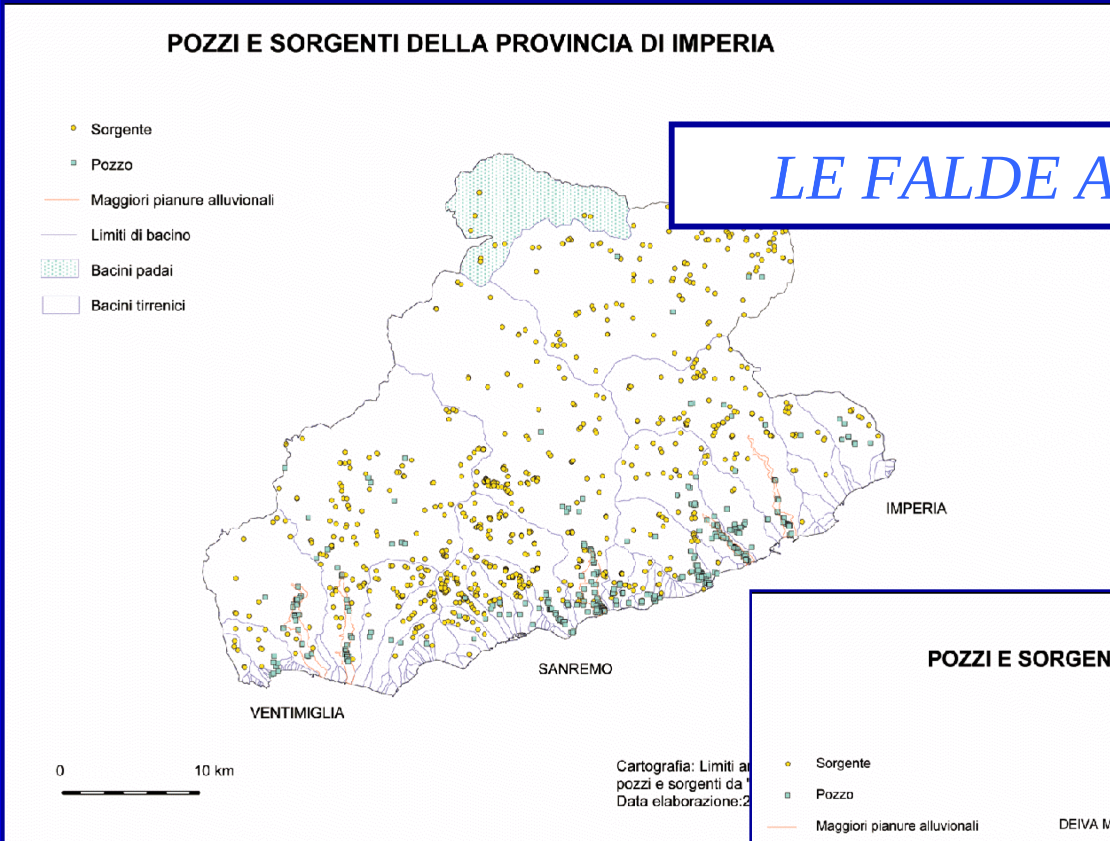


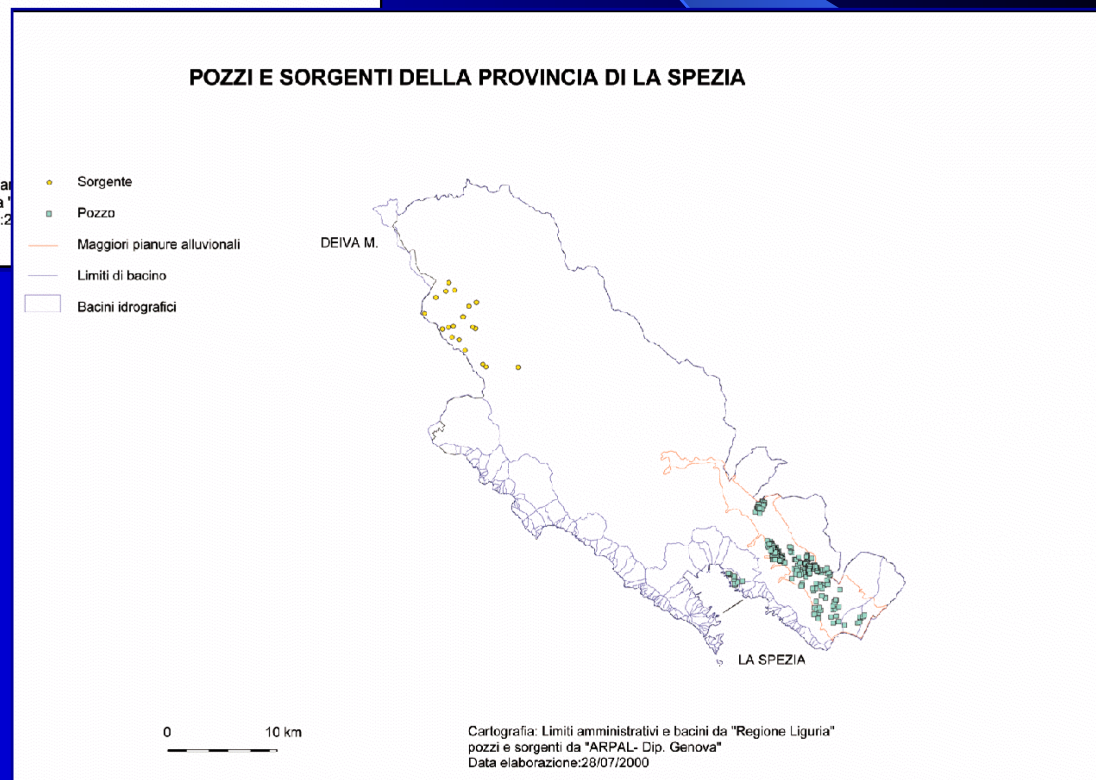
LE FALDE ACQUIFERE in LIGURIA





LE FALDE ACQUIFERE in LIGURIA





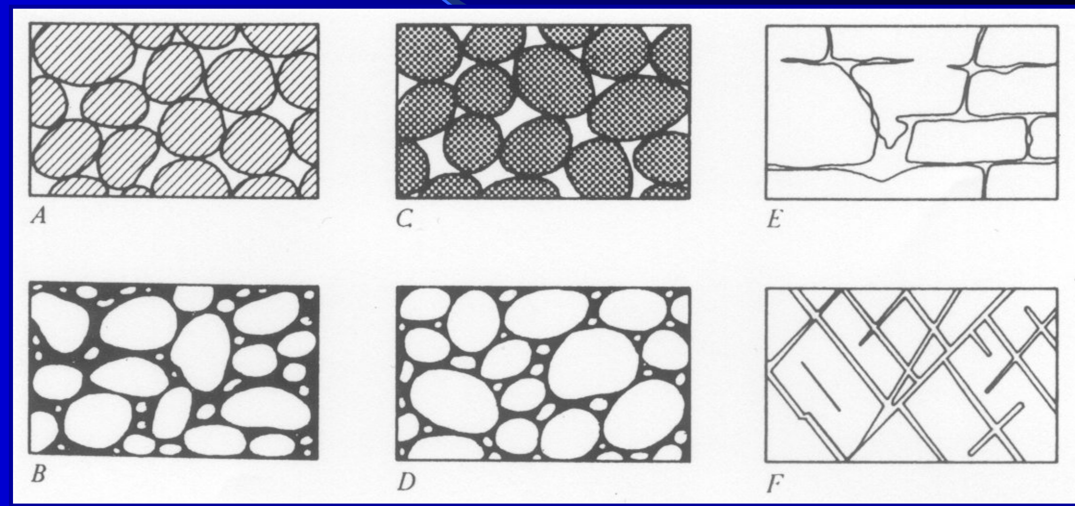
SCHEMA DI MEZZO POROSO

- **Un acquifero è costituito da un MEZZO POROSO, ovvero da:**

MATRICE SOLIDA

SPAZI VUOTI

Tipologie diverse di spazi INTERSTIZIALI:



(Bear and Verruijt, 1990)

- **CAPACITÀ DI CAMPO**

Max contenuto d'acqua che un suolo può ritenere dopo che l'acqua gravitazionale è stata drenata

- **Acqua di RITENUTA CAPILLARE**

Film d'acqua presente sulla superficie delle particelle solide per tensione superficiale

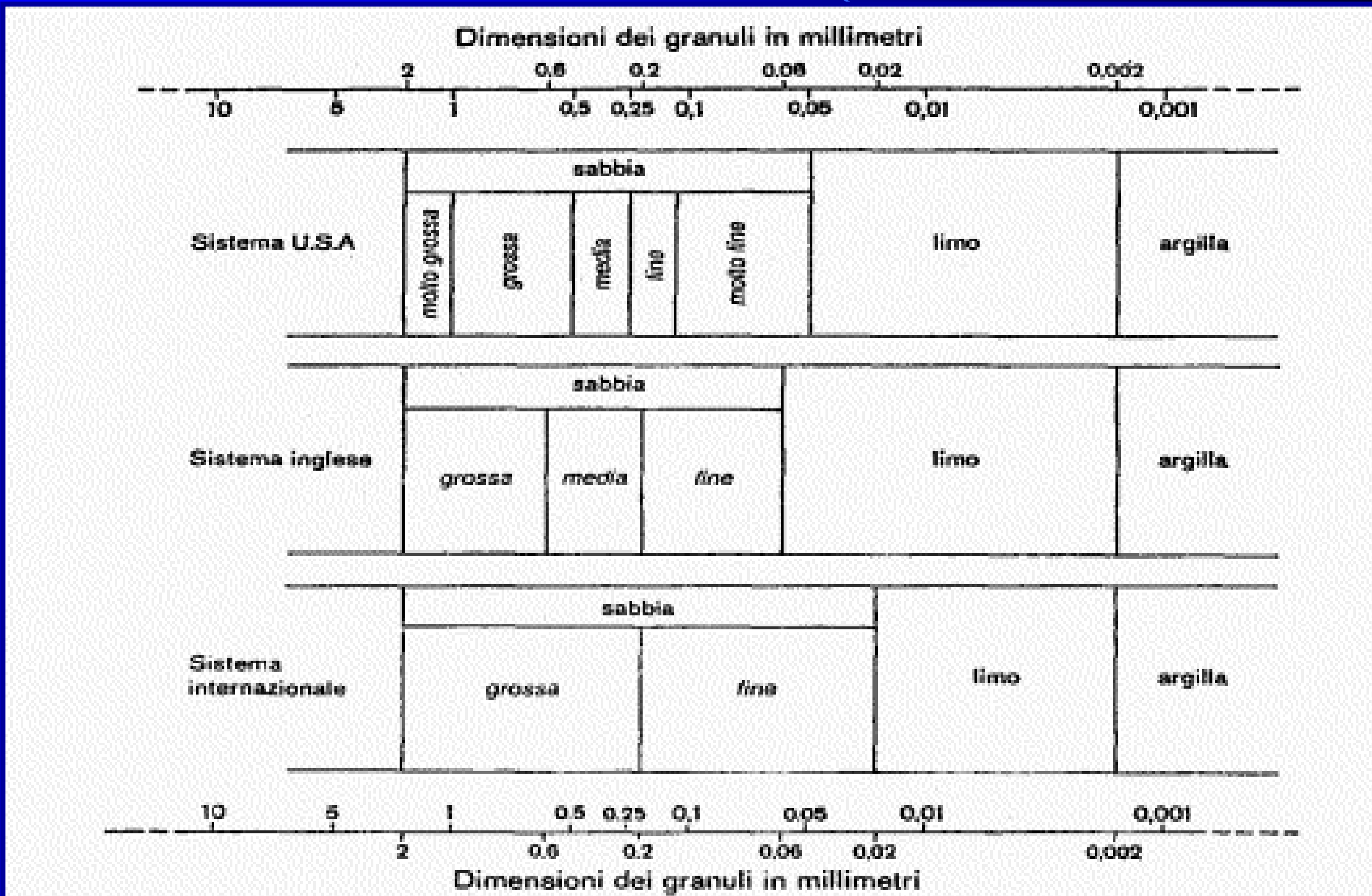
- **ACQUA IGROSCOPICA**

SCHEMA DI MEZZO POROSO

Sistema Internazionale

Argilla	$2 \cdot 10^{-4} - 2 \cdot 10^{-3}$ mm
Limo	$2 \cdot 10^{-3} - 2 \cdot 10^{-2}$ mm
Sabbia	$2 \cdot 10^{-2} - 2$ mm
Ghiaia	$2 - 60$ mm

Tessitura: composizione granulometrica
Struttura: modalità di aggregazione dei grani



SCHEMA DI MEZZO POROSO

Con riferimento ad un volume totale di mezzo poroso V, sono definibili:

volume della parte solida	V_s
volume degli spazi interstiziali	$V_v = V - V_s$
volume della fase acquosa	$V_a \ (< V_v)$

Porosità: $n = V_v / V \qquad (n < 1)$

Indice dei vuoti: $e = V_v / V_s$

Indicando con P_a il peso dell'acqua contenuta nel terreno e con P_s il peso del materiale solido (essiccato a 105°C), si definiscono:

- **Contenuto naturale di acqua:** $W = P_a / P_s$
- **Contenuto volumetrico di acqua:** $\theta = V_a / V$
- **Grado di saturazione:** $S = V_a / V_v$

SCHEMA DI MEZZO POROSO

Il moto di un fluido in un mezzo poroso può essere descritto a:

... livello microscopico

- ✓ **descrizione 3D del moto di un elemento fluido all'interno degli spazi interstiziali: equazione di conservazione della Quantità di Moto (Navier-Stokes)**

$$\rho \frac{\partial \mathbf{v}}{\partial t} + \rho \, \mathbf{v} \nabla \cdot \mathbf{v} \left(\equiv \rho \frac{d\mathbf{v}}{dt} \right) = \rho \mathbf{g} - \nabla p + \mu \nabla^2 \mathbf{v}$$

inerzia locale

termine convettivo

forze gravitazionali e di pressione

forze di attrito viscoso

- ✓ **il contorno è costituito dalla superficie impermeabile dei grani e la velocità del fluido è nulla in prossimità delle pareti (condizione al contorno)**

$$\boxed{\mathbf{v} = 0}$$

MA ⇒ **difficoltà di definire con precisione il dominio fluido a livello microscopico**

(incapacità di descrivere la configurazione dell'interfaccia tra il fluido e la matrice solida)

SCHEMA DI MEZZO POROSO

- **Il moto di filtrazione è di regime laminare**

Infatti, anche le più alte velocità effettive sono dell'ordine dei 10^{-1} m/s ed assumendo una dimensione media dei meati dell'ordine del centimetro (decisamente elevata per i tipici mezzi porosi naturali) si ottiene:

$$\mathrm{Re} = \frac{U \cdot D}{\nu} = \frac{10^{-1} m/s \cdot 10^{-2} m}{1.5 \cdot 10^{-6} m^2/s} \cong 0.6 \cdot 10^3 = 600$$

($U = 10^{-2}$ m/s
$D = 10^{-3}$ m
Re = 1-10)

E inoltre:

$$\frac{U^2}{2g} = \frac{10^{-2} m^2/s^2}{2 \cdot 9.81\ m/s^2} \cong 0.5\ m^{-3} = 0.5\ mm$$

pertanto le perdite per variazione di sezione sono assolutamente trascurabili rispetto a quelle di carico piezometrico richieste per vincere la resistenza viscosa al moto.

Per i moti di filtrazione si definisce il numero di Reynolds nella forma:

$$\mathrm{Re}_f = \frac{q \cdot d}{\nu}$$

in cui q = Q/A rappresenta la velocità apparente e d una lunghezza microscopica caratteristica. Si assume spesso per d – anche se dovrebbe rappresentare il diametro dei meati – il diametro medio dei grani (più semplice da misurare) o il d_{10}.

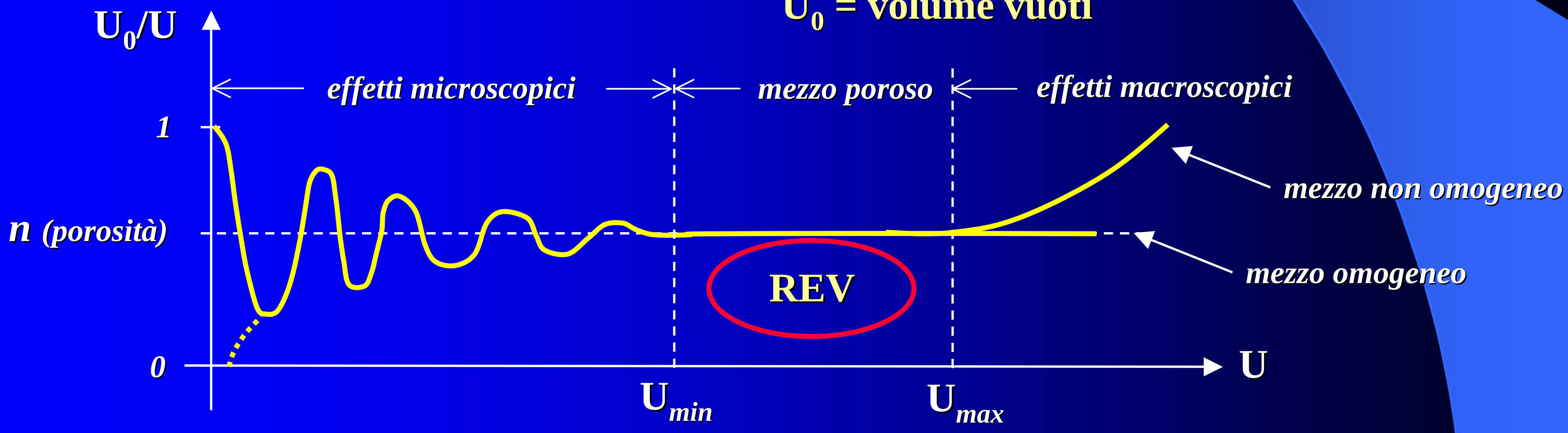
SCHEMA DI MEZZO POROSO CONTINUO

... livello macroscopico

- ✓ individuazione di un volume di controllo rappresentativo del sistema su cui integrare l'equazione del moto (REV – Representative Elementary Volume)
- ✓ ogni fase (solida o liquida) è considerata come un mezzo CONTINUO che occupa il volume di controllo
- ✓ si considerano i valori medi di ogni grandezza fisica microscopica che vengono assegnati al centro del REV

U = volume totale

U_0 = volume vuoti



La configurazione dell'interfaccia tra il fluido e la matrice solida compare in questo modello sotto forma di coefficienti.

REV- Representative Elementary Volume

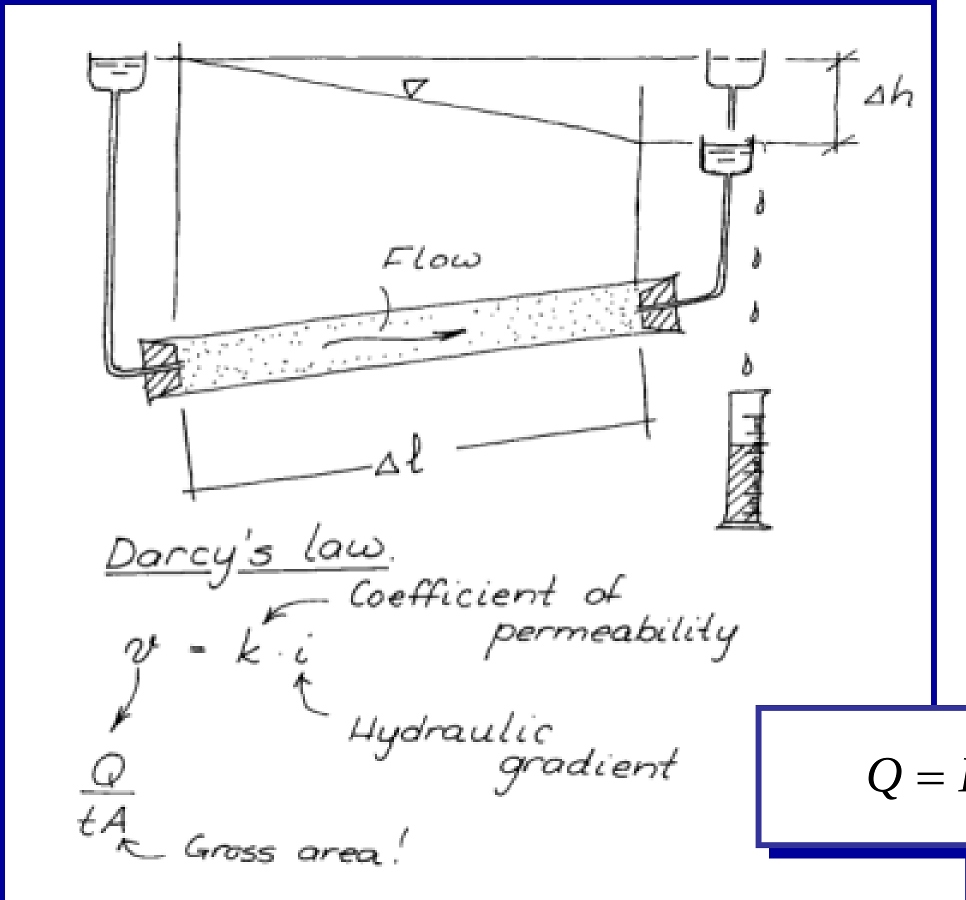
- ✓ **in ogni punto del dominio le grandezze medie di tutte le caratteristiche geometriche delle microstrutture dei pori o dell'interfaccia poro-solido devono essere funzione della posizione e indipendenti dalle dimensioni del REV**
- ✓ **indicando con *l* la dimensione caratteristica del REV e con *d* la lunghezza caratterizzante le microstrutture degli spazi vuoti deve risultare: $l >> d$**
- ✓ **indicando con l_{max} la distanza oltre la quale la distribuzione spaziale dei coefficienti macroscopici che caratterizzano la configurazione degli spazi vuoti si discosta da quella lineare, deve risultare: $l < l_{max}$**
- ✓ **indicando con *L* la lunghezza caratteristica del mezzo poroso oltre la quale si hanno significative variazioni nelle grandezze macroscopiche, deve risultare: $l << L$**

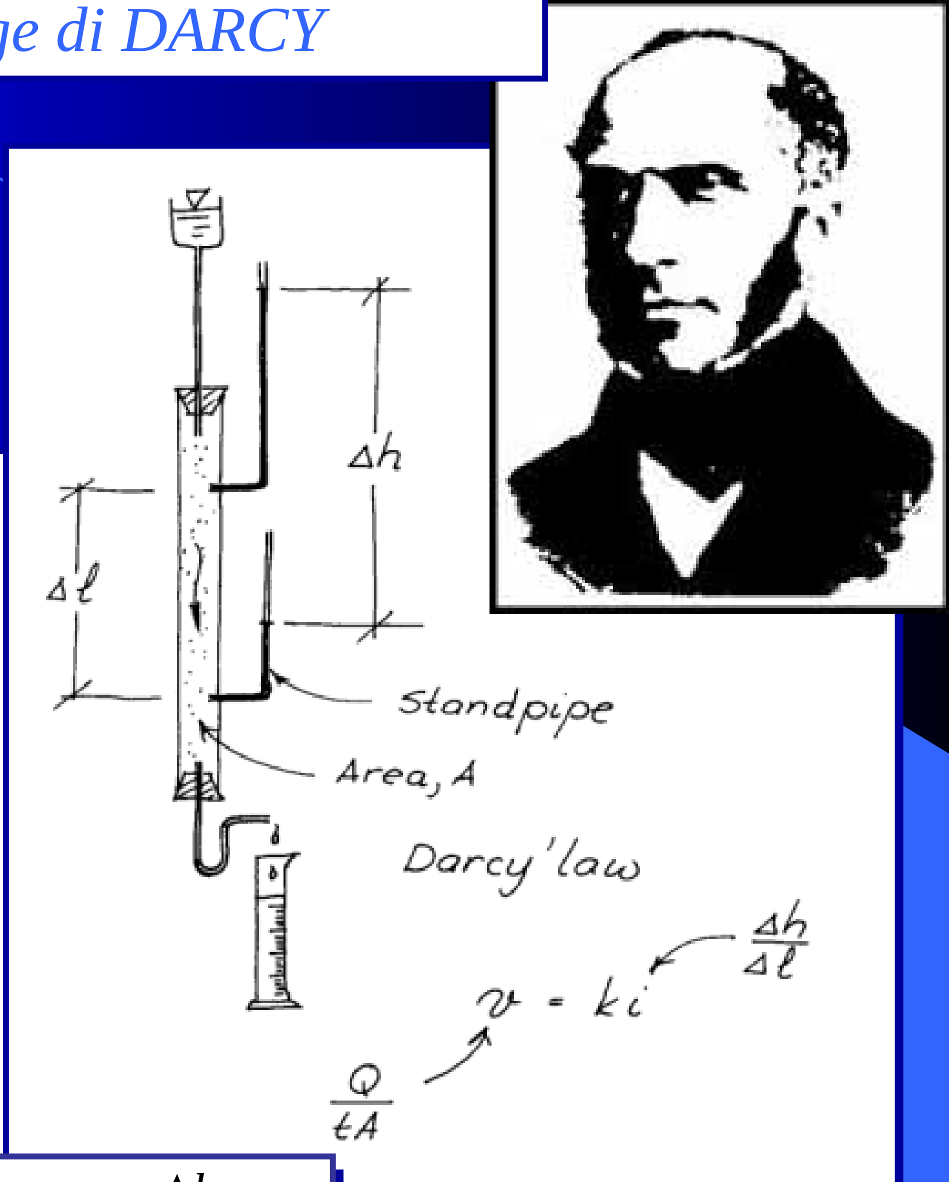
La DIMENSIONE del REV deve essere tale da

- ❑ **<u>Non</u> essere influenzato dalle variazioni dovute agli <u>effetti microscopici</u> (distribuzione aleatoria dei pori e della matrice solida)**
- ❑ **<u>Non</u> risentire delle <u>eterogeneità macroscopiche</u> del mezzo poroso**

La Legge di DARCY

Henry Darcy era un ingegnere francese che ha studiato il moto dell'acqua nella sabbia nel 1856, ed ha ricavato che la portata d'acqua in un condotto è proporzionale alla differenza di carico tra i due estremi del condotto, ed inversamente proporzionale alla lunghezza del condotto. Inoltre la portata è proporzionale ad un coefficiente, K, chiamato conduttività idraulica.



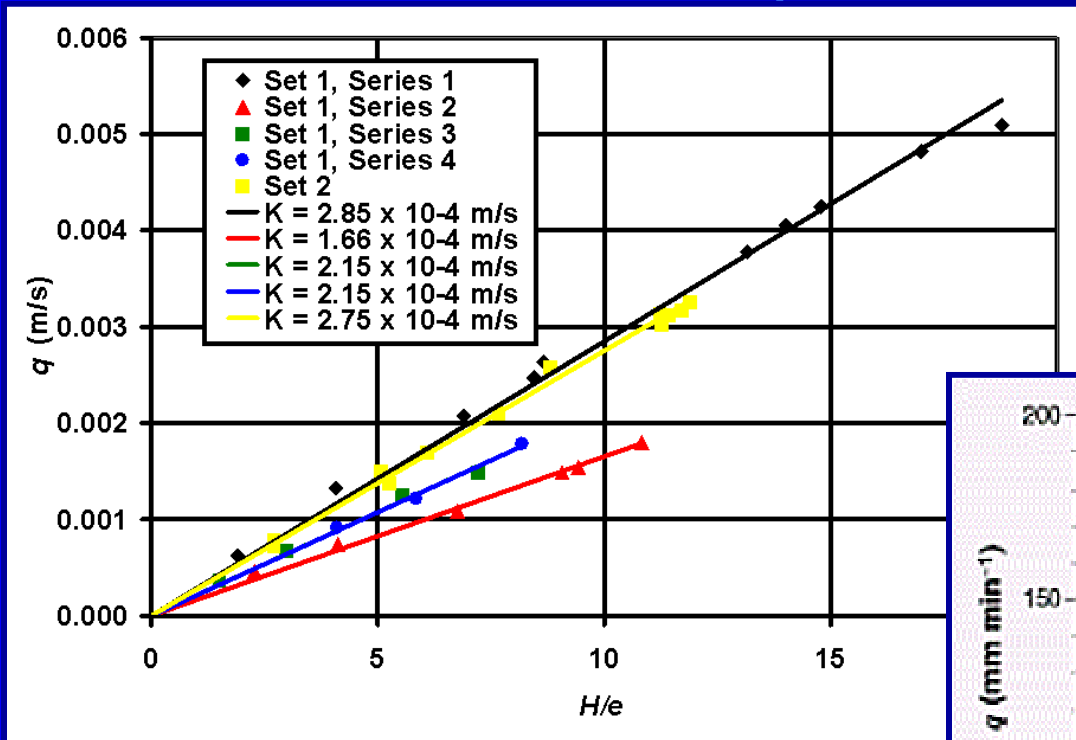


$$Q = K \cdot A \cdot \frac{\Delta h}{L}$$

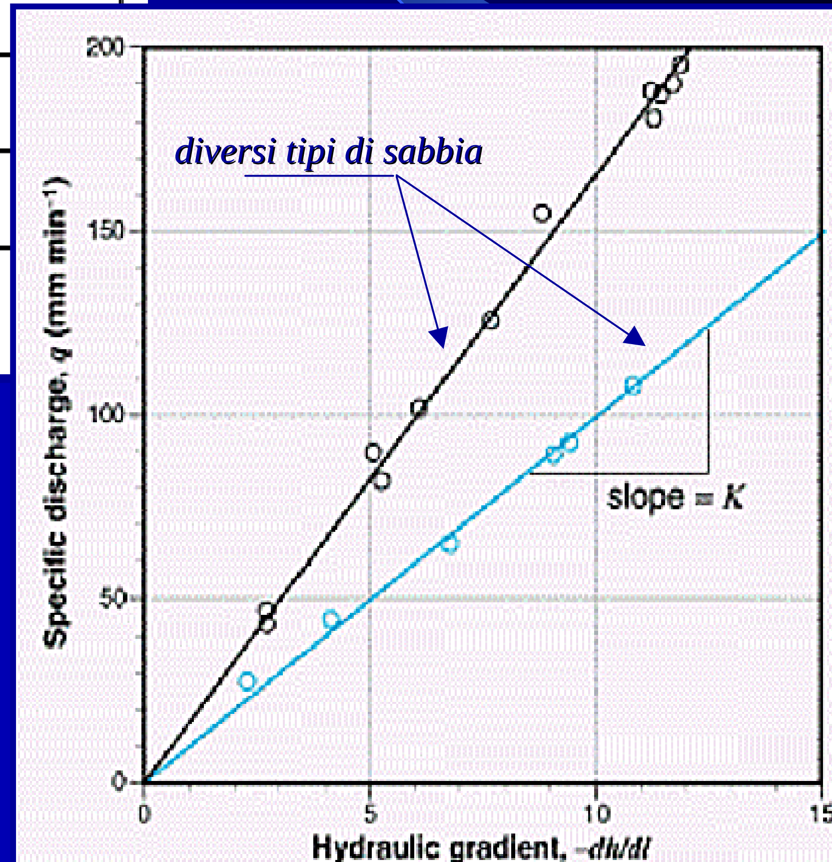
Darcy, H. (1856). ***Les Fontaines Publiques de la Ville de Dijon,*** **Dalmont, Paris.**

La Legge di DARCY

$$q = -K \cdot \frac{dh}{ds}$$



q è la VELOCITA' APPARENTE = Q/A ed il segno negativo indica che portate positive corrispondono a valori negativi del gradiente: quindi la velocità si instaura verso i valori decrescenti del carico.



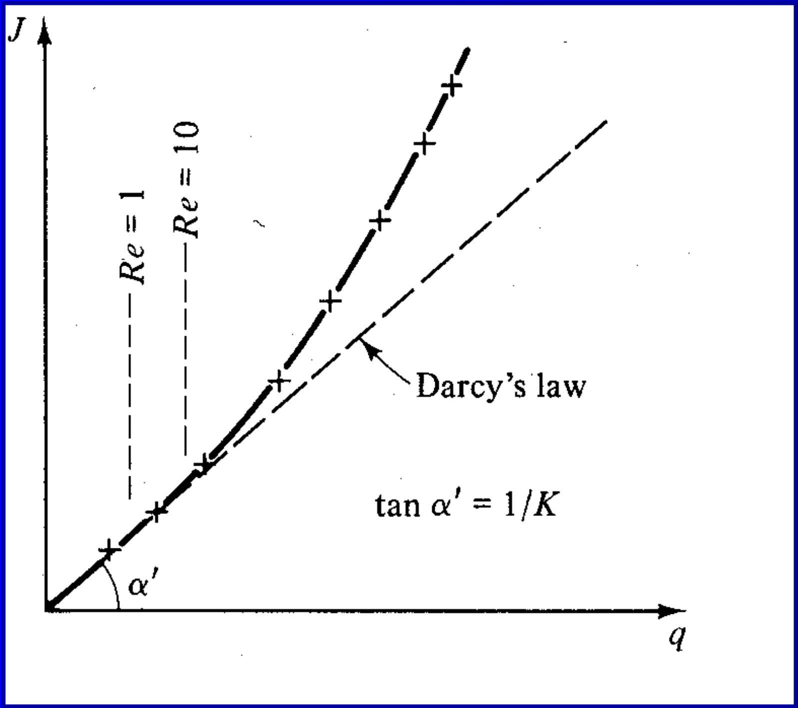
La velocità effettiva del fluido è invece:

$$V = \frac{Q}{n \cdot A} = q/n$$

La Legge di DARCY

Campo di validità: al crescere della velocità del fluido, la relazione fra portata defluente e perdita di carico diviene non più lineare.

Numero di Reynolds dei granuli: $$\mathrm{Re}_f = \frac{q \cdot d}{\nu}$$ **dove d è il diametro medio del mezzo poroso**



La linearità viene meno per *Re* = 1÷10 (cala l'effetto delle forze viscose rispetto a quelle inerziali).

Ciò si verifica in vicinanza di grandi pozzi di emungimento/ricarica, sorgenti, ecc.

In genere ci si trova nel campo di validità della Legge di Darcy

Conduttività Idraulica K

La Conduttività Idraulica K [L/T] è definibile in un mezzo isotropo come la

PORTATA SPECIFICA PER UNITA' DI GRADIENTE IDRAULICO

ed è uno scalare che esprime la facilità con cui il fluido viene trasportato negli spazi interstiziali.

È possibile separare l'influenza delle proprietà del fluido da quelle della matrice solida esprimendo K come:

$$K = k \cdot \frac{\rho\, g}{\mu} = k \cdot g/\nu$$

in cui g è l'accelerazione di gravità, e k [L²] – detta PERMEABILITA' del mezzo poroso – dipende solo dalle proprietà della matrice solida e può essere determinato

- **empiricamente:** *Fair ed Hatch (1933)*

$$k = \frac{1}{\beta}\left[\frac{(1-n)^2}{n^3}\left(\frac{\alpha}{100}\sum_m \frac{P_m}{d_m}\right)^2\right]^{-1}$$

β = coeff. di compattazione (β = 5)
α = fattore di forma dei grani (α = 6 sferico, α = 7.7 spigoloso)
P_m = percentuale in peso della sabbia tra maglie contigue del setaccio di diametro medio d_m

- **teoricamente:** *Kozeny-Carman (1937)*

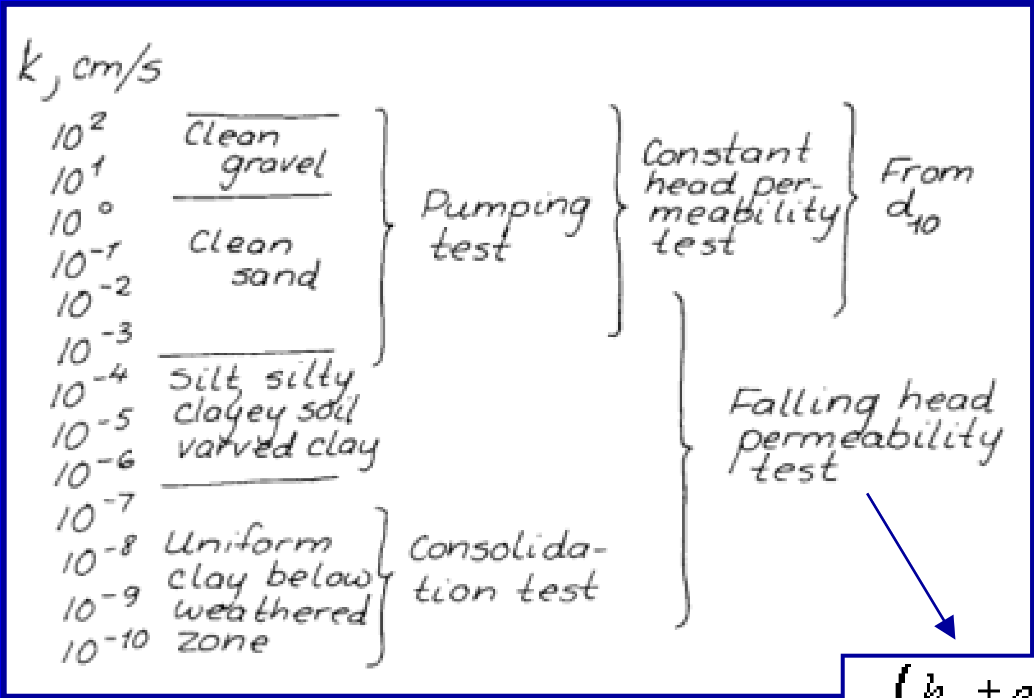
$$k = C_0 \cdot \frac{n^3}{(1-n)^2 M_s^2}$$

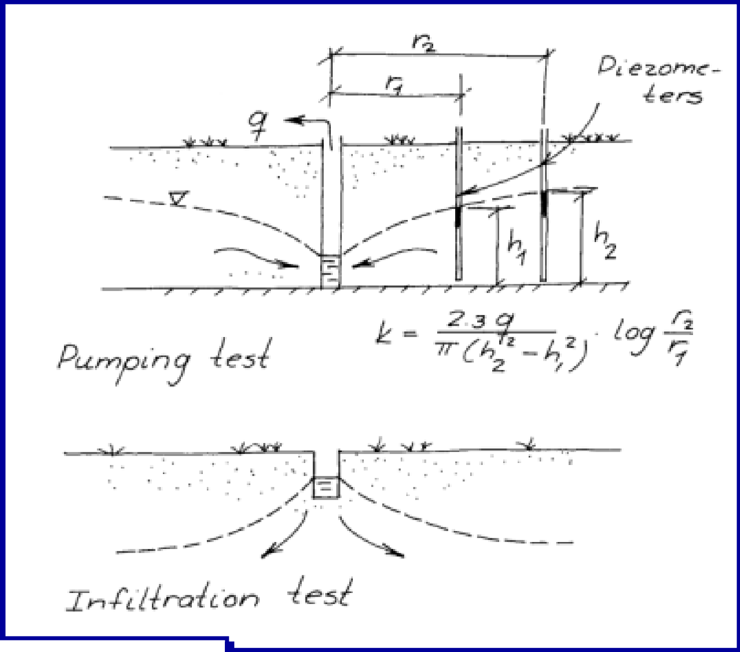
M_s = area della superficie della matrice solida per unità di volume
C_0 = coefficiente (C_0 = 0.2)

Conduttività Idraulica K

Valori tipici della Conduttività Idraulica K (cm/s)

Ghiaia pulita	**$1 - 10^2$**	**(molto permeabile)**
Sabbia pulita o mista con ghiaia	**$10^{-3} - 1$**	**(permeabile)**
Sabbia fine o argillosa	**$10^{-7} - 10^{-3}$**	**(poco permeabile)**
Argilla	**$10^{-9} - 10^{-7}$**	**(praticamente impermeabile)**





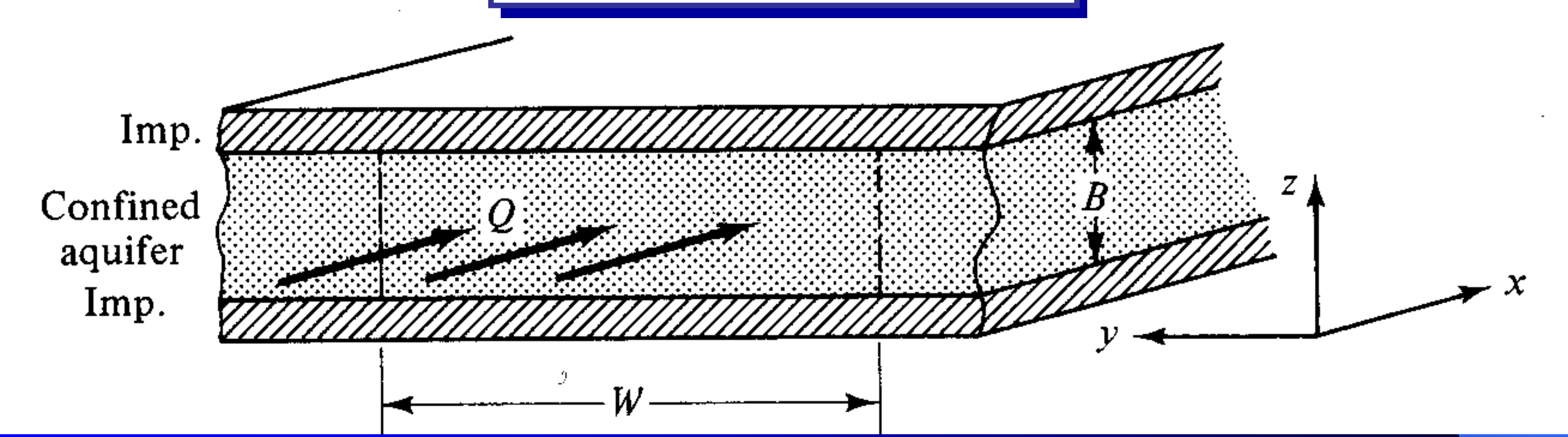
$$k = \frac{2.3\,q}{\pi(h_2^2 - h_1^2)} \cdot \log\frac{r_2}{r_1}$$

$$\ln\left(\frac{h_o + e}{h + e}\right) = \frac{k}{e}(t - t_o)$$

Trasmissività T

Si consideri il flusso attraverso un acquifero confinato di spessore B, omogeneo ed isotropo e caratterizzato da conduttività idraulica K

$$T = K \cdot B$$



Nello schema bi-dimensionale:
La trasmissività T rappresenta il flusso idrico per unità di larghezza dell'acquifero, attraverso l'intera altezza dell'acquifero, quando viene sottoposto ad un carico idraulico unitario

Equazioni tri-dimensionali del moto

L'equazione del moto ottenuta sperimentalmente nella forma della legge di Darcy è valida per un flusso mono-dimensionale di un fluido incomprimibile in mezzo omogeneo.
Nel caso di campo di moto tri-dimensionale, l'equazione di Darcy può essere generalizzata nella forma:

$$\mathbf{q} = K\mathbf{J} = -K \cdot \mathrm{grad}\ h = -K \cdot \nabla h \qquad \mathbf{V} = \mathbf{q} / n$$

ovvero, nelle tre direzioni:

$$q_x = -K \cdot \partial h / \partial x = nV_x$$
$$q_y = -K \cdot \partial h / \partial y = nV_y$$
$$q_z = -K \cdot \partial h / \partial z = nV_z$$

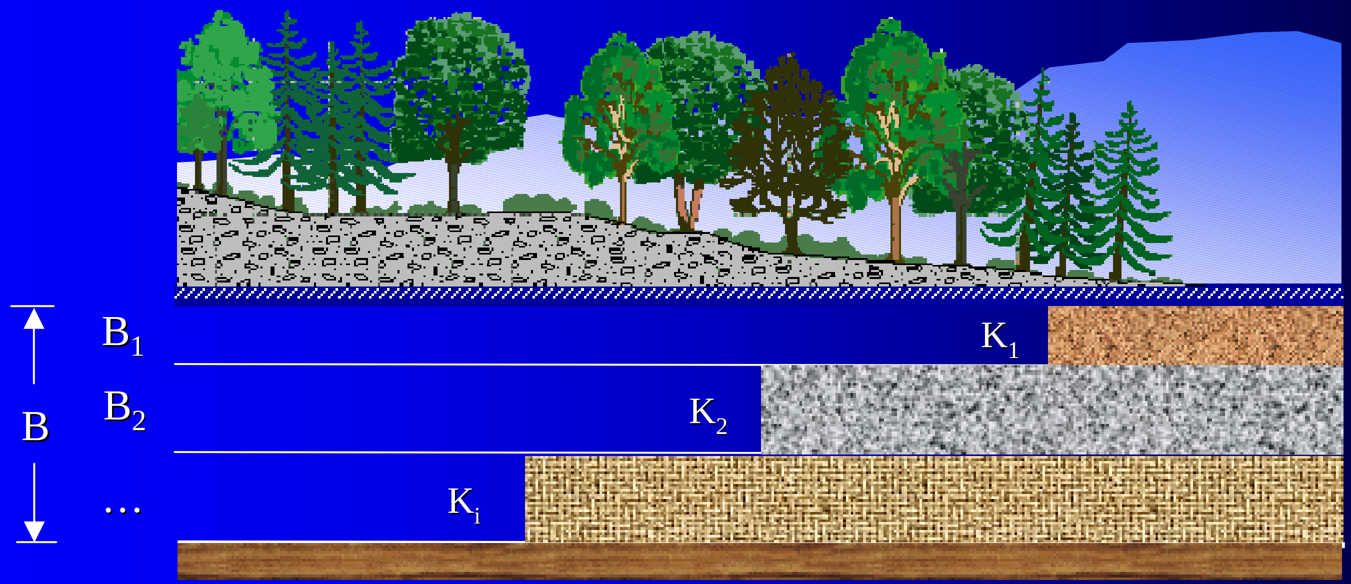
Le equazioni sono valide anche nel caso di mezzo non omogeneo ma isotropo, in cui cioè: K = K(x, y, z)

OMOGENEITA' ED ISOTROPIA DEL MEZZO

Se la permeabilità k è la stessa in tutti i punti del mezzo poroso, il mezzo è detto OMOGENEO

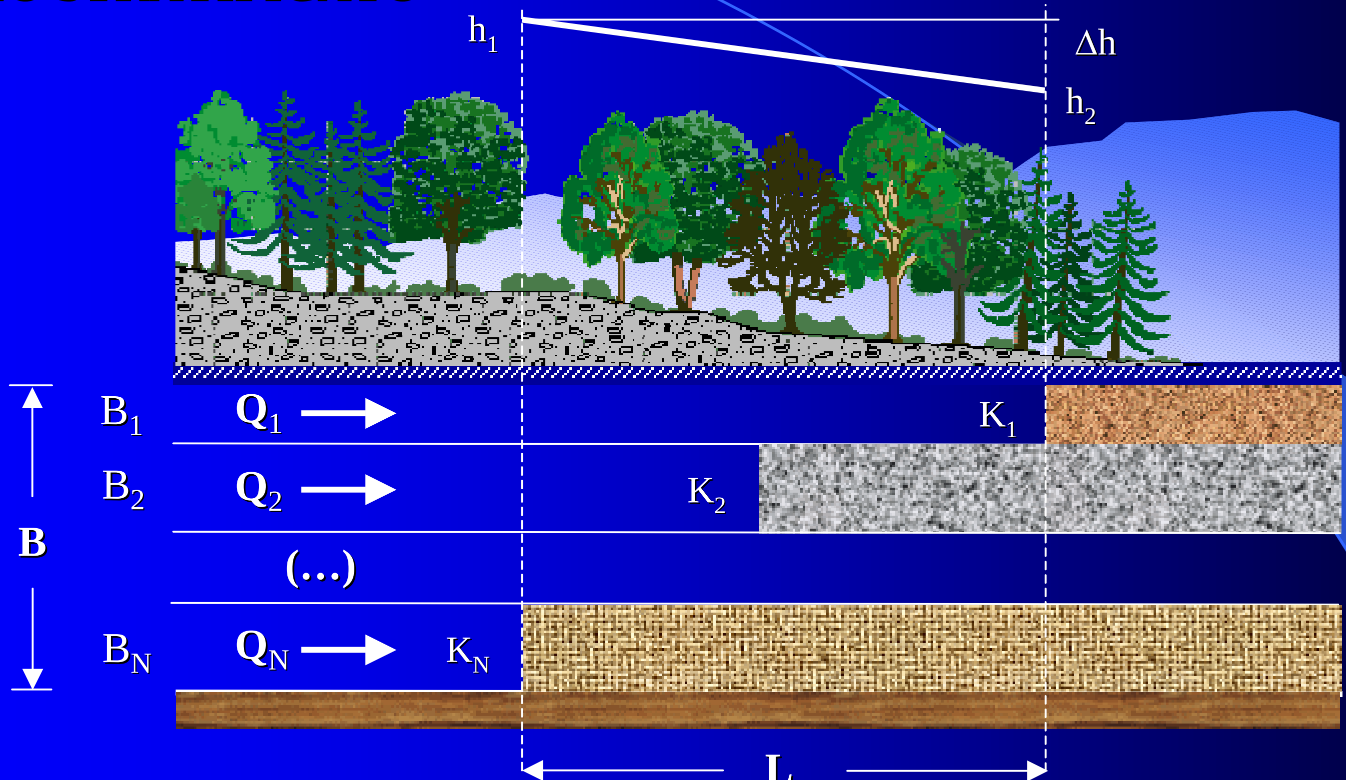
Se la permeabilità in ciascun punto è indipendente dalla direzione, il mezzo è detto ISOTROPO

In molti casi gli acquiferi naturali sono NON OMOGENEI ed ANISOTROPI.
La non omogeneità è spesso dovuta alle stratificazioni delle formazioni geologiche che costituiscono il mezzo poroso.



Equazioni tri-dimensionali del moto

FLUSSO ORIZZONTALE
in MEZZO STRATIFICATO



$\{\ Q = \Sigma_N Q_i$

$$Q = \sum_{i=1}^{N} Q_i \qquad B = \sum_{i=1}^{N} B_i \qquad Q_i = K_i B_i \frac{\Delta h}{L}$$

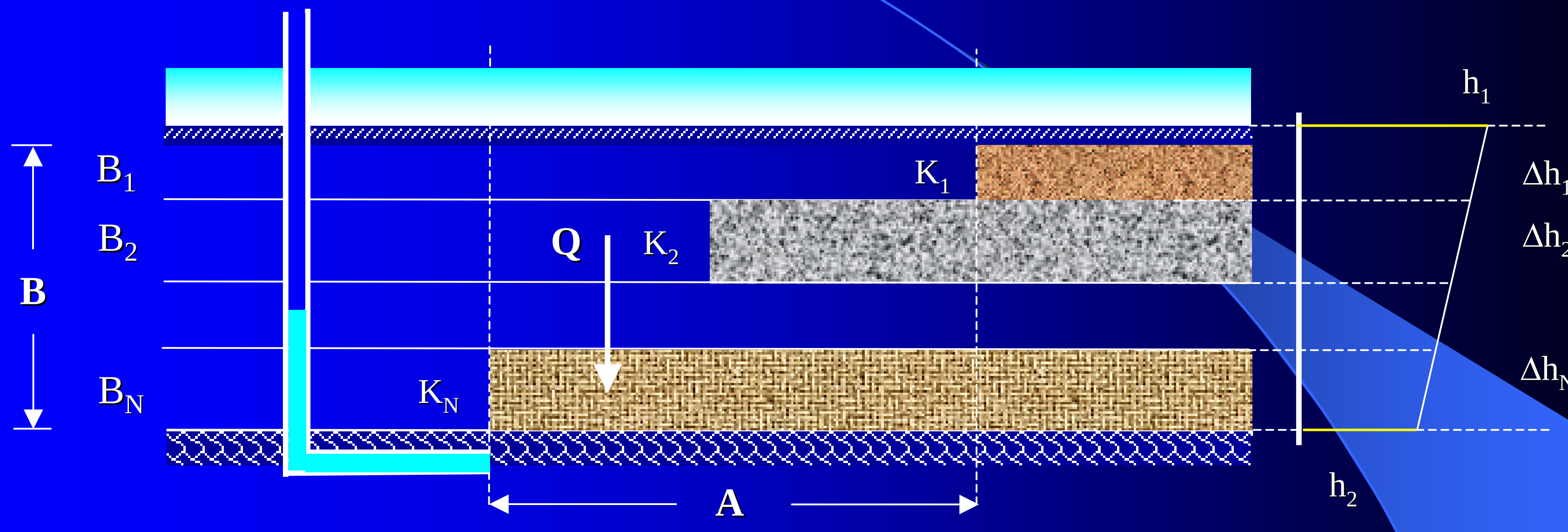
$$Q = \frac{\Delta h}{L} \sum_{i=1}^{N} K_i B_i = \frac{\Delta h}{L} \cdot K_{eq}^{P} B$$

in cui:

$$K_{eq}^{P} = \frac{1}{B} \sum_{i=1}^{N} K_i B_i$$

è la Conduttività Idraulica Equivalente del flusso parallelo

FLUSSO VERTICALE in MEZZO STRATIFICATO



$$Q = K_1 \cdot \frac{\Delta h_1}{B_1} \cdot A = K_2 \cdot \frac{\Delta h_2}{B_2} \cdot A = \ldots = K_N \cdot \frac{\Delta h_N}{B_N} \cdot A = K_{\mathrm{eq}}^{\mathrm{N}} \cdot \frac{\Delta h}{B} \cdot A$$

$$\Delta h = \frac{Q}{A} \sum_{i=1}^{N} \frac{B_i}{K_i} = \frac{Q}{A} \cdot \frac{\mathrm{B}}{K_{\mathrm{eq}}^{\mathrm{N}}}$$

in cui:

$$\frac{B}{K_{\mathrm{eq}}^{\mathrm{N}}} = \sum_{i=1}^{N} \frac{B_i}{K_i}$$

è la Conduttività Idraulica Equivalente del flusso normale alle stratificazioni

N.B.: *(se esiste almeno un* $K_i = 0 \rightarrow Q = 0$)

Equazioni tri-dimensionali del moto

Le equazioni generalizzate di Darcy per mezzo anisotropo diventano:

$$q_x = -K_{xx} \cdot \partial h / \partial x - K_{xy} \cdot \partial h / \partial y - K_{xz} \cdot \partial h / \partial z$$

$$q_y = -K_{yx} \cdot \partial h / \partial x - K_{yy} \cdot \partial h / \partial y - K_{yz} \cdot \partial h / \partial z$$

$$q_z = -K_{zx} \cdot \partial h / \partial x - K_{zy} \cdot \partial h / \partial y - K_{zz} \cdot \partial h / \partial z =$$

I nove coefficienti costituiscono il tensore della conduttività idraulica K:

$$\mathbf{K} = \begin{bmatrix} K_{xx} & K_{xy} & K_{xz} \\ K_{yx} & K_{yy} & K_{yz} \\ K_{zx} & K_{zy} & K_{zz} \end{bmatrix}$$

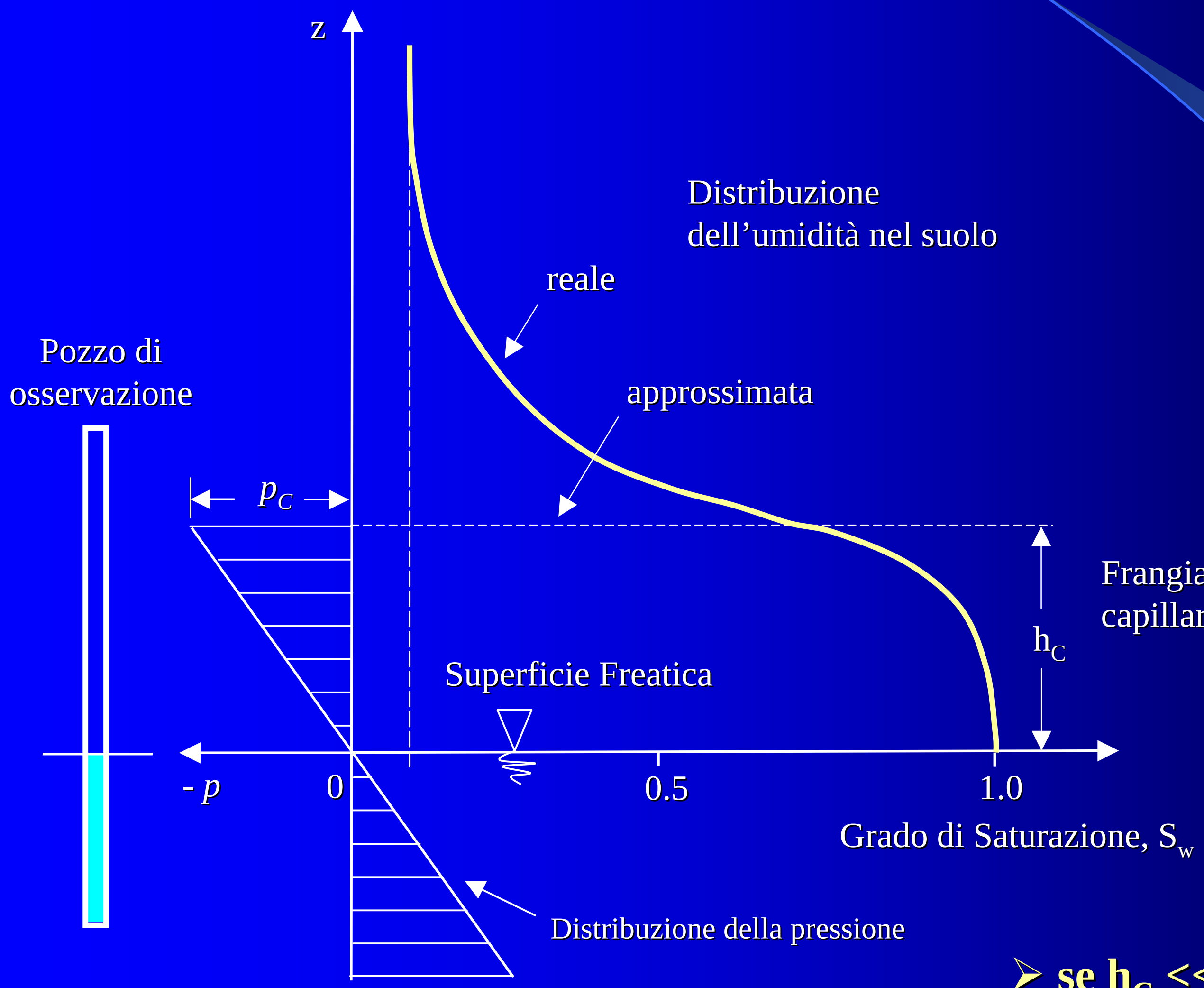
In forma compatta si può scrivere:

$$\mathbf{q} = -\mathbf{K} \cdot \nabla h \qquad q_i = -K_{ij}\, \partial h / \partial x_j$$

(convenzione di Einstein)

Acquifero Freatico – Ipotesi di Dupuit

Approssimazione della superficie freatica e della frangia di capillarità



Mavis & Tsui, 1939

$$h_C = \frac{2.2}{d_H}\left(\frac{1-n}{n}\right)^{3/2}$$

d_H = diam. medio grani (in)
n = porosità; h_c in pollici

Polubarinova-Kochina, 1952

$$h_C = \frac{0.45}{d_{10}} \cdot \frac{1-n}{n}$$

d_{10} = diam. grani al 10% (cm)
n = porosità; h_{10} in cm

Valori tipici di h_C

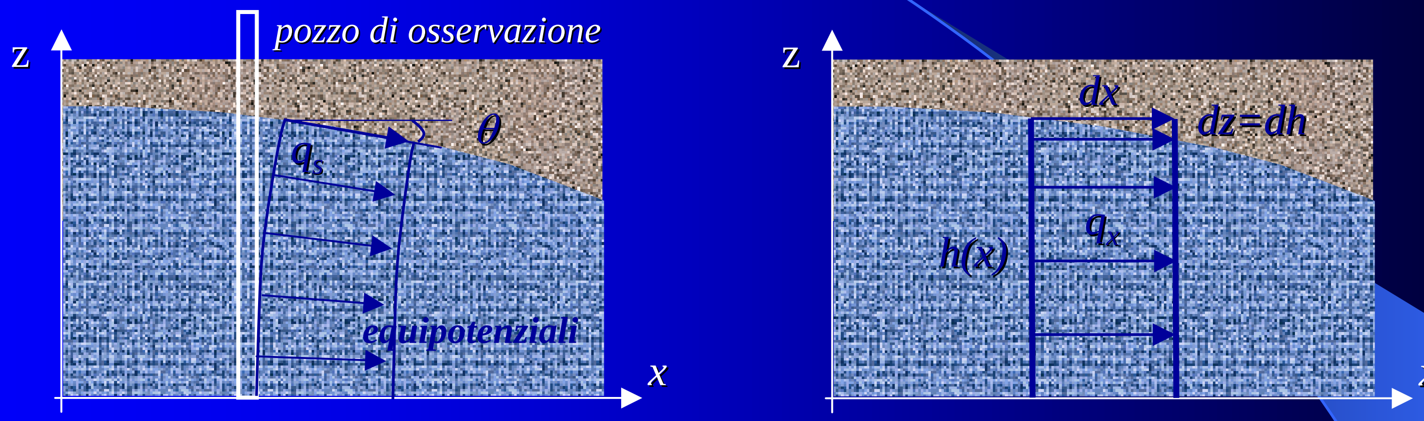
2-5 cm	**sabbia gross.**
12-35 cm	**sabbia**
35-70 cm	**sabbia fine**
70-150 cm	**limo**
2-4 m	**argilla**

- **se h_C << B, viene trascurata**

Acquifero Freatico – Ipotesi di Dupuit

Approssimazione di Dupuit

Nella maggior parte delle falde acquifere naturali, la pendenza della superficie freatica è molto piccola (1/100 – 1/1000).



In ogni punto della superficie freatica, che rappresenta una linea di corrente, la portata specifica ha direzione tangente alla linea di corrente e modulo (poiché p = 0 ed h = z):

$$q_s = -K\, \mathrm{d}h/\mathrm{d}s = -K\, \mathrm{d}z/\mathrm{d}s = -K \;\; sen\; \vartheta$$

Dupuit suggerisce se θ è piccolo, di sostituire sen θ con tan θ = dh/dx *(il che equivale ad assumere che le superfici equipotenziali siano verticali, cioè h è funzione della sola x, ovvero che la distribuzione della pressione sia idrostatica con dp/dz=-ρg). Pertanto:*

$$q_x = -K\, \mathrm{d}h/\mathrm{d}x \quad h = h(x)$$

La portata risulta dunque:
(se W è la larghezza)

$$Q_x = -K \cdot Wh \cdot dh/dx$$