

Caratteristiche e costruzione dei reticoli di flusso

Alessio Fileccia*

Definizione e scopi

L'analisi del processo fisico che regola il movimento di un fluido in un mezzo poroso richiede la conoscenza di un gradiente di potenziale.

Già Hubbert nel 1940 aveva dato la seguente definizione: "Il potenziale è una grandezza fisica misurabile in ogni punto di un fluido in moto avente la caratteristica tale che il flusso si sposta in qualunque direzione da punti a valori maggiori verso punti a valori minori di potenziale".

Un metodo grafico relativamente semplice per rappresentare il movimento dell'acqua sotterranea consiste nella costruzione di un reticolo di flusso.

Tale metodo permette una soluzione semplificata dell'equazione che regola il movimento in due dimensioni di un fluido in un mezzo poroso.

Essendo una rappresentazione in regime di equilibrio, essa non cambia nel tempo, mentre in regime transitorio un reticolo di flusso costituisce una simulazione di un istante particolare e può essere vista come costituita da una serie continua di regimi di equilibrio, ognuno diverso dall'altro (Domenico, Schwarz, 1990).

Il reticolo si presenta come una serie di linee che si intersecano a 90° (linee di corrente o di flusso e linee equipotenziali) e permette di analizzare in modo qualitativo e quantitativo alcune caratteristiche delle acque sotterranee: portata, velocità, distribuzione della trasmissività ecc.

La definizione classica del potenziale è quella in termini di lavoro eseguito durante il movimento del fluido e di conseguenza, tale lavoro necessario per spostare una particella fluida tra due punti a diverso potenziale è una misura della perdita di energia.

Il flusso è pertanto accompagnato da una trasformazione irreversibile di energia meccanica in energia termica, attraverso la resistenza (attrito) offerta dal mezzo.

Terminologia e parametri

Per comprendere il movimento dell'acqua nel terreno è necessario conoscere alcuni parametri come: densità, peso, peso specifico, pressione, viscosità, energia potenziale e cinetica, che ci permettono poi di introdurre i concetti di potenziale e carico idraulico utilizzati nei reticoli di flusso.

Densità è il rapporto tra massa (m) e volume (V) di un corpo

$$\rho = m/V$$

Peso è il prodotto di massa (m) per accelerazione di gravità (g)

$$P = mg$$

Peso specifico è il rapporto tra peso (P) e volume (V) di un corpo, esso quindi varia, anche se di poco sulla terra (la differenza in peso di un uomo di 80 kg all'equatore ed ai poli è di circa 2 etti)

$$\gamma = P/V$$

dalle relazioni di densità e peso specifico, ricavando V ed eguagliando, segue che:

$$\gamma = \rho g \quad (1)$$

Forza è il prodotto di massa (m) per accelerazione (a) e si misura in Newton (N)

$$F = ma = \text{kg m/s}^2 = \text{N}$$

Pressione è il rapporto tra forza (F) ed area (A) della superficie su cui agisce

$$p = F/A = \text{N/ m}^2$$

La pressione si esercita nella zona satura ed è dovuta all'azione combinata di terreno, acqua ed atmosfera.

La viscosità è la resistenza opposta da un fluido in movimento e soggetto a sforzi laterali; nel caso dell'acqua di falda è il risultato di un'interazione tra le molecole ed aumenta con la diminuzione della temperatura.

* Geologo libero professionista, Treviso

L'energia è la capacità di compiere un lavoro, che consiste nello spostamento di un oggetto per una certa distanza ad opera di una forza.

Ogni caduta di livello di una particella fluida produce lavoro e quindi contiene energia.

L'energia potenziale (EP) è l'energia per unità di peso ed è legata alla posizione (quota h) rispetto ad una superficie di riferimento, esse si esprime in:

$$EP = mgh = \text{joule}$$

$$\text{oppure } EP = \rho gh$$

che è il lavoro richiesto per sollevare una massa ad un certo livello sopra quello di riferimento o quello che può essere ottenuto quando una massa cade da un certo livello a quello di riferimento.

L'energia cinetica (EC) è quella posseduta da un oggetto in moto con velocità v

$$EC = mv^2 / 2$$

La forza di gravità spinge l'acqua verso punti a potenziale più basso costringendola a scorrere con un certo attrito dato dai granuli di terreno.

L'energia potenziale della particella fluida ad una certa quota viene quindi convertita in energia termica e cinetica durante il flusso verso il basso.

L'altezza di una colonna d'acqua sopra il piano di riferimento è chiamata carico idraulico (totale).

Quando si studiano le acque sotterranee il carico idraulico, o livello statico (L.S.) corrisponde alla quota della superficie freatica, o piezometrica, sopra il livello di rife-

rimento, che in genere corrisponde al livello del mare. L'equazione generale che regola l'energia di una particella fluida è: (Bernoulli)

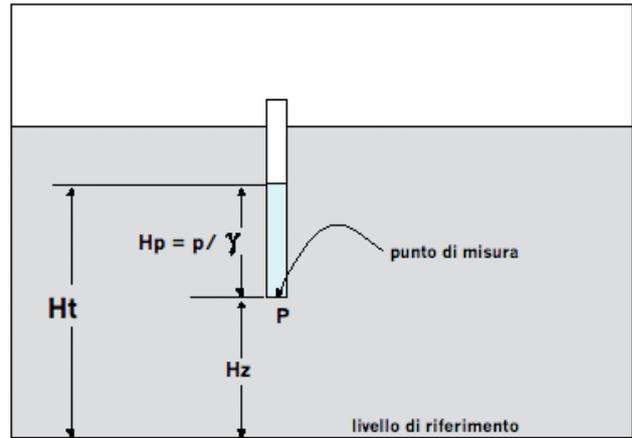


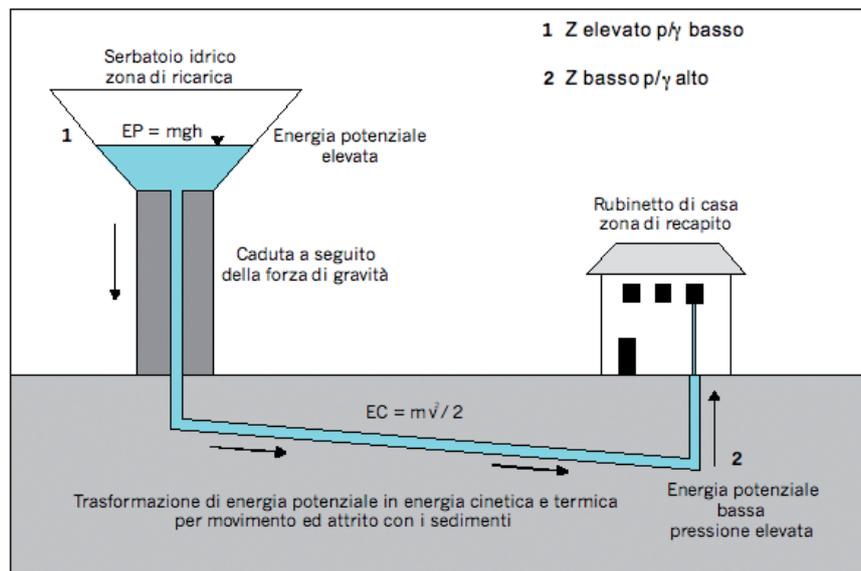
Fig. 1. Calcolo del carico idraulico totale in base alle misure di livello nel piezometro

$$Ht = Hz + Hp + Hv \quad Ht \text{ carico idraulico totale (2)}$$

I tre termini a destra hanno la dimensione di una lunghezza (L) dove con Hz si intende il carico di altezza (elevation head), altezza sopra la superficie di riferimento del punto di misura (distanza tra fondo foro e datum in fig. 1) Hp è chiamato carico di pressione (pressure head) altezza della colonna d'acqua che è risalita all'interno del piezometro fino al punto di equilibrio con la pressione esterna, Hv è il carico di velocità (velocity head) uguale a: $v^2 / 2g$.

L'acqua si sposta nella direzione di carico idraulico

Fig. 2. il sistema di distribuzione idrico di un acquedotto può essere visto come un acquifero confinato artificiale per comprendere meglio i rapporti tra energia potenziale, cinetica e carichi



Rielaborato da Kasenow, 2001

decescente costituito dalle tre componenti a destra dell'equazione (2) e dato che le velocità di spostamento negli acquiferi sono in genere ridotte a causa dei gradienti molto bassi, il terzo termine ($v^2 / 2g$) è di solito trascurato perché molto basso.

L'equazione (2) diventa pertanto:

$$H_t = H_z + H_p = z + p/\gamma$$

Potenziali e flusso

La maggior parte dei modelli che rappresentano gli acquiferi, divide il sottosuolo in tre zone, una superiore in-satura o vadosa ed una inferiore satura o freatica, separate

dalla fascia intermedia della frangia capillare (fig. 3).

Nella parte inferiore il movimento è legato alla forza di gravità ed avviene da punti a potenziale più alto a punti a potenziale più basso.

Questo è il caso delle aree di ricarica in fig. 4 (Pz3-4).

Consideriamo ora un caso generale per illustrare alcune semplici regole: guardando la fig. 4 vediamo come una linea equipotenziale collega punti di uguale carico idraulico totale, le equipotenziali sono disegnate interpolando il livello statico dei pozzi e, quelli che filtrano la stessa superficie equipotenziale forniscono livelli di falda della stessa altezza sopra la superficie di riferimento. Pz1-2 sono vicini, situati in area di recapito e filtrano a

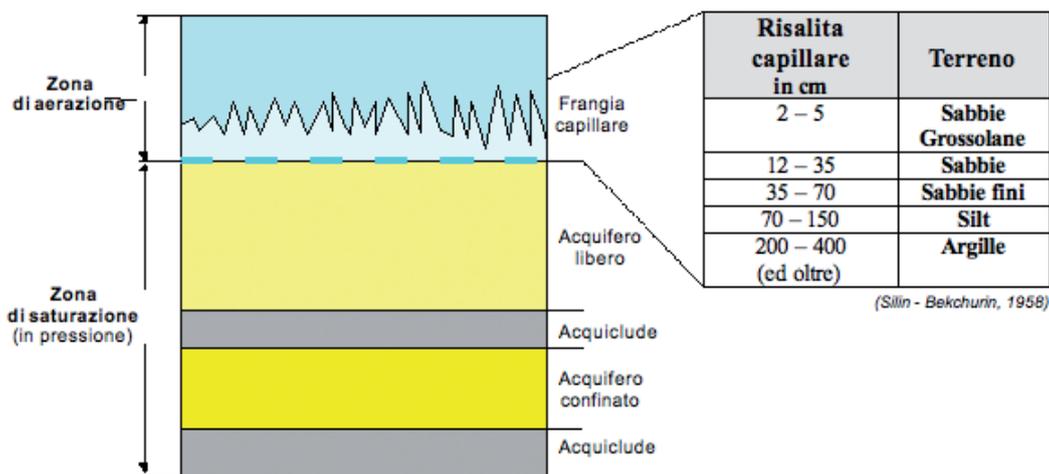


Fig. 3. ricostruzione su piano verticale delle varie zone di terreno occupate dall'acqua di infiltrazione. A destra una tabella ricavata da misure di laboratorio, riporta le altezze medie della frangia capillare nei diversi terreni

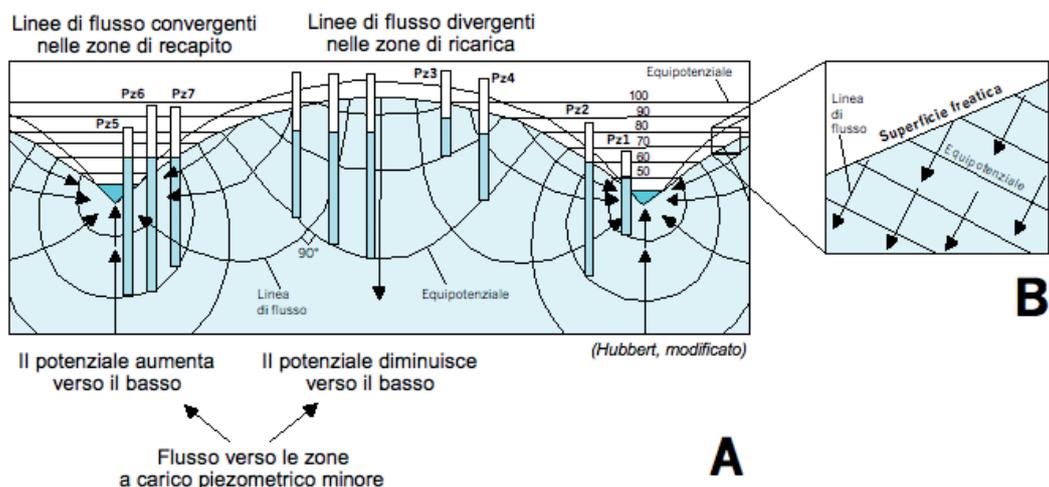


Fig. 4. Flusso dell'acqua sotterranea in un acquifero libero isotropo ed omogeneo; notare le aree di ricarica e recapito e le linee di flusso perpendicolari alle linee equipotenziali (rielaborata da Hubbert, 1940)

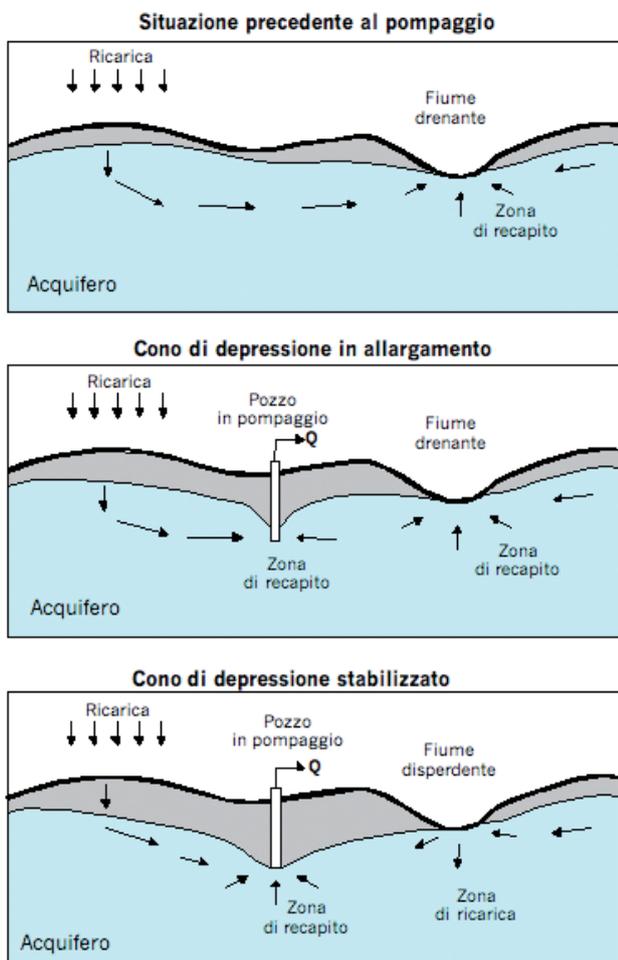


Fig. 5: Spostamento della zona di recapito a seguito del pompaggio

diverse profondità due equipotenziali differenti, i livelli statici indicano un flusso verticale dal basso verso l'alto (l'energia potenziale aumenta con la profondità).

Pz3-4 sono situati in area di ricarica ed applicando un ragionamento simile indicano un flusso dall'alto verso il basso (l'energia potenziale diminuisce con la profondità). I piezometri Pz5-6-7 filtrano la stessa superficie equipotenziale e pur avendo punti di misura a diverse profondità mostrano uguali livelli statici.

La figura seguente (fig. 5) illustra lo stesso concetto introducendo un fattore artificiale (pozzo in pompaggio) che provoca lo spostamento della zona di ricarica.

Limiti al contorno

Fino ad ora ci siamo occupati di quanto avviene all'interno dell'acquifero, passiamo ora a descrivere il comportamento del flusso idrico ai suoi confini, ciò che viene chiamato flusso al contorno (*limiti al contorno, condizioni al limite, boundary limits, boundary conditions*).

Vi sono in sintesi tre tipi principali di limiti:

1. Limiti a flusso nullo (no flow boundary)
2. Limiti a flusso imposto (specified flow boundary)
3. Limiti della superficie libera, quando si considera un acquifero freatico (*free surface boundary*)

Il primo rappresenta una zona attraverso la quale non vi è travaso o passaggio d'acqua, come ad esempio una formazione impermeabile od uno spartiacque idraulico sotterraneo.

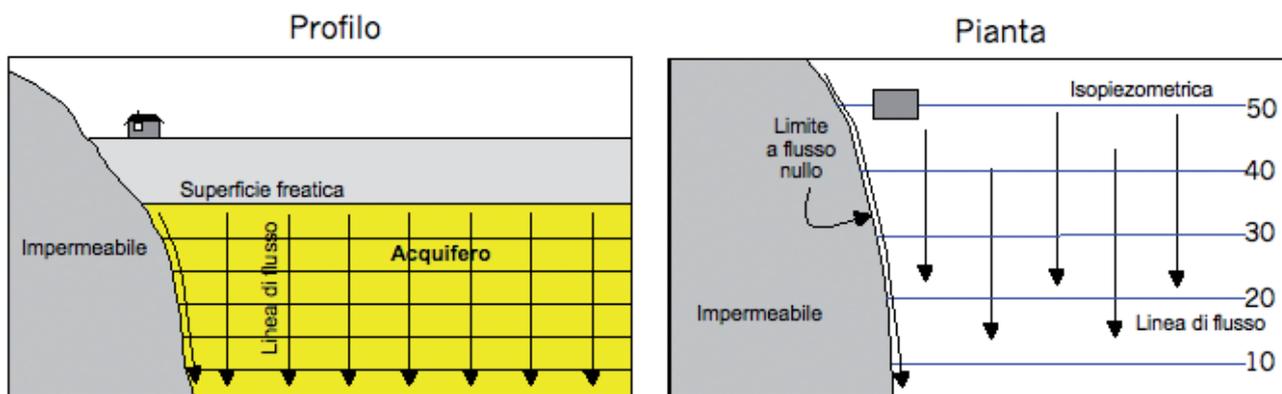


Fig. 6. Limite a flusso nullo

In questo caso le linee di flusso sono parallele al limite e le equipotenziali perpendicolari.

Il secondo è una superficie in cui tutti i punti hanno un carico idraulico totale fisso; questo si verifica quando un fiume

me od un bacino dal fondo permeabile è in contatto idraulico con l'acquifero; il livello superficiale è simile in tutti i punti del bacino e non varia nel tempo; le linee di corrente sono normali al limite e le equipotenziali parallele.

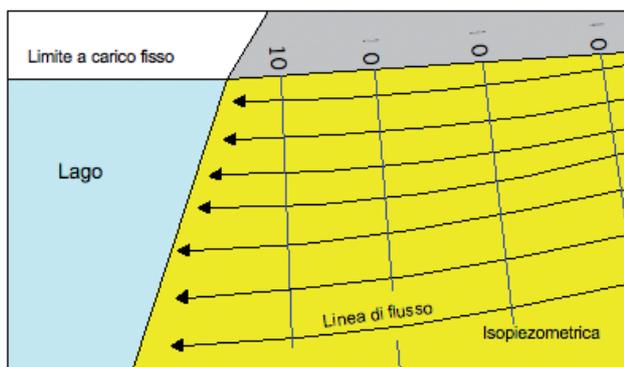


Fig. 7. Limite a carico fisso (o potenziale imposto)

Il terzo tipo è rappresentato dalla superficie della falda freatica; la posizione della tavola d'acqua non è fissa nel tempo ed a seconda della posizione più o meno vicina alle aree di ricarica/recapito, le linee di corrente fanno un angolo con la superficie freatica (fig. 4B).

In assenza di flusso attraverso la superficie, le linee di corrente sono ad essa parallele; questa tipologia di limite non è rappresentata né da una linea di flusso né da un'equipotenziale.

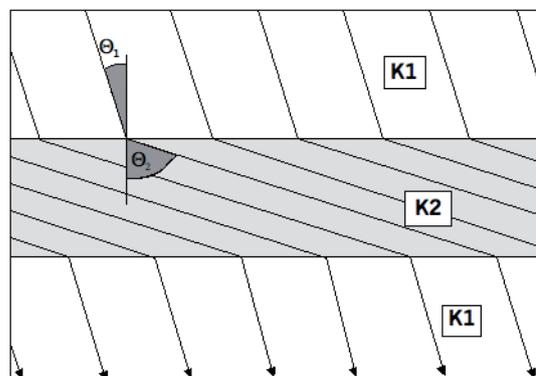
Linee di flusso ed eterogeneità

Guardando una carta piezometrica si può notare come le linee di corrente quasi mai hanno andamento parallelo. La situazione più comune è una continua successione di zone a flusso divergente e convergente dovuta al fatto che la maggior parte degli acquiferi è costituita da materiali a diversa conducibilità idraulica verticale e laterale. Le linee di flusso si trovano pertanto ad attraversare continuamente mezzi diversi ed a deviare il loro percorso a causa della maggiore o minore resistenza che esse incontrano.

Dalle prove in laboratorio e sul campo si è visto come le zone ad alta conducibilità idraulica tendono a catturare le particelle fluide mentre esse si allontanano dalle zone poco o niente permeabili. La deviazione (rifrazione) che subiscono le linee di corrente è regolata da una relazione simile a quella dei raggi luminosi che attraversano superfici a diversa densità (fig. 8):

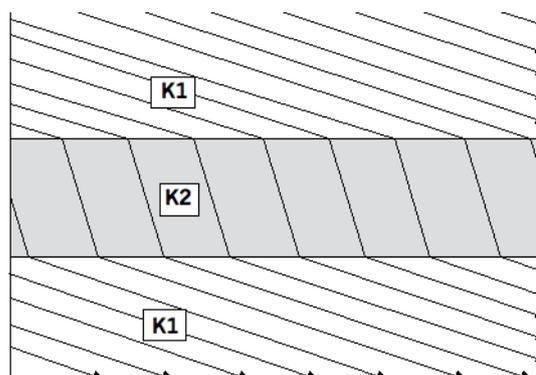
$$\text{tg } \theta_1 / \text{tg } \theta_2 = K_1 / K_2$$

Un facile calcolo fa vedere come sia sufficiente una differenza di K tra due materiali dell'ordine di 100 per piegare quasi a 90° le linee di flusso e quindi per rendere un limite molto o poco permeabile (figg. 9-10).



$$K2/K1 = 10$$

Fig. 8. Rifrazione delle linee di corrente attraverso strati a diversa conducibilità idraulica; lo strato intermedio ha conducibilità maggiore degli strati confinanti, le linee di corrente tendono a restare al suo interno



$$K1/K2 = 10$$

Fig. 9. Rifrazione delle linee di flusso attraverso due strati a diversa conducibilità idraulica. Uno strato di materiale fine poco permeabile è situato tra due livelli più permeabili, le linee di corrente tendono a deviare da esso

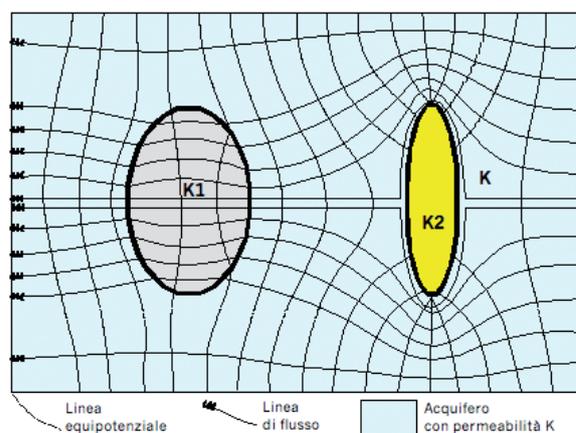


Fig. 10. La figura riporta uno schema bidimensionale con flusso da destra a sinistra. Nell'acquifero vi sono due intercalazioni a diversa conducibilità idraulica: in giallo la lente più impermeabile ed in grigio quella più permeabile. Le linee di flusso tendono ad entrare nel mezzo più permeabile con un moto laminare, l'entità della deviazione è regolata dai diversi valori di K

Negli studi di inquinamento necessari per predisporre un corretto piano di bonifica dell'acquifero, la conoscenza della stratigrafia può aiutare a comprendere l'andamento locale delle linee di flusso, come illustrato nella fig. 11.

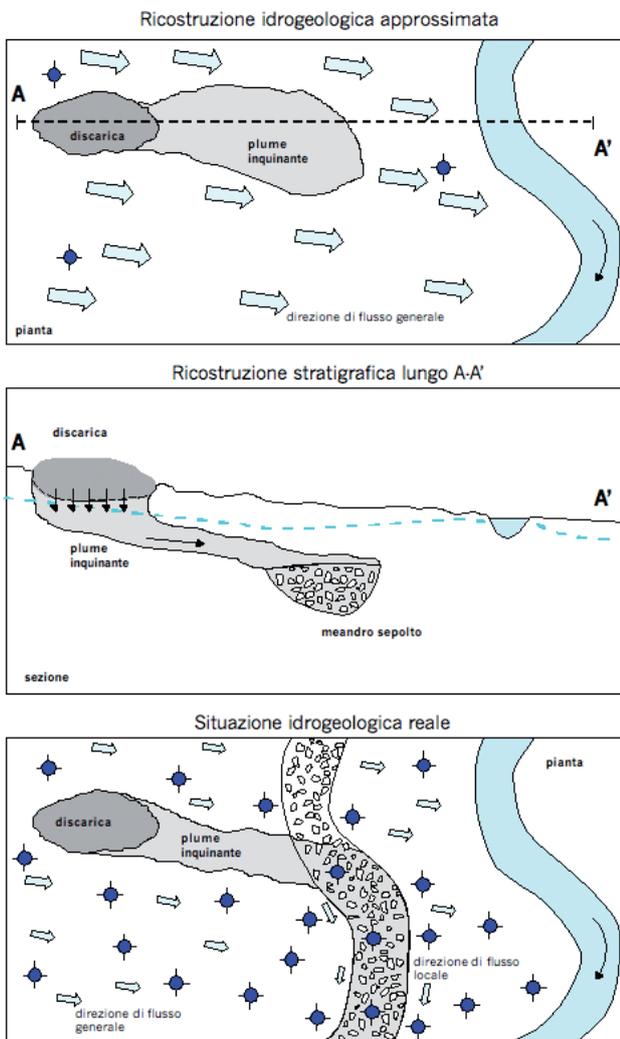


Fig. 11. La ricostruzione della piezometria con misure su tre pozzi fornisce un flusso generale verso il fiume a destra, in alto, in realtà la stratigrafia mostra la presenza di una zona più permeabile tra la discarica ed il fiume (paleovalve); l'andamento corretto delle linee di corrente si ricava infittendo la rete piezometrica (in basso) e questo permette di conseguenza una più efficiente progettazione degli interventi di bonifica

Flusso regionale, locale, intermedio

Immaginiamo ora di ricaricare un acquifero di dimensioni finite, contornato da limiti impermeabili, senza scambi sotterranei con acquiferi sottostanti o laterali. I fattori che regolano i livelli piezometrici sono principalmente (fig. 12):

- Corsi d'acqua e bacini superficiali, tramite evaporazione e scorrimento
- Piovosità

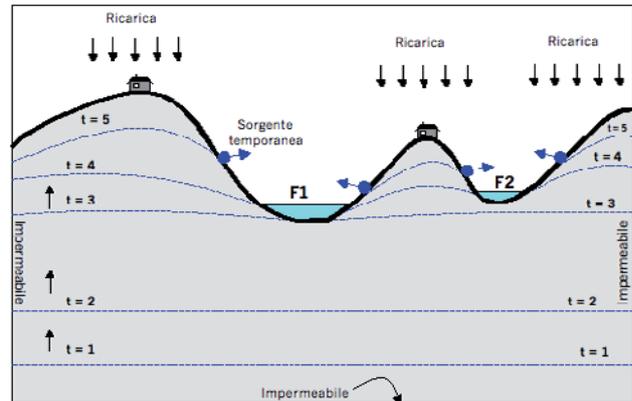


Fig. 12. Variazioni piezometriche in un acquifero chiuso

La ricarica avviene dall'alto tramite l'infiltrazione efficace, da fiumi e piogge ed il livello piezometrico sale in tempi diversi da $t = 1$ a $t = 3$, fino ad intersecare la topografia e poi a $t = 5$ riempiendo progressivamente l'acquifero. Il fondo delle valli costituisce la zona di recapito, le parti topograficamente elevate sono le zone di ricarica.

Da $t = 3$ a $t = 5$ anche il fondovalle occupato dal fiume può costituire una zona di ricarica, come ad esempio F2 al tempo $t = 3$.

Dalle zone di affioramento la superficie freatica si innalza lateralmente verso i versanti laterali con un gradiente idraulico regolato dalla legge di Darcy e fino al raggiungimento dell'equilibrio entrate = uscite.

In molte zone umide l'andamento della superficie freatica segue, più attenuato, quello della topografia e la maggiore o minore pendenza della falda lungo i corsi d'acqua dipende dall'entità degli apporti e dalla conducibilità idraulica dell'acquifero (K).

All'equilibrio quindi, $Q = R$, dove:

$$Q = K i S \text{ (Darcy)}$$

R = ricarica (infiltrazione efficace)

$$\text{Quindi } i = R / K \text{ (per una sezione unitaria)}$$

R elevato, K basso	Pendenza elevata, l'andamento della piezometria si avvicina a quello della topografia (falda freatica e topografia subparallela, tipico di zone umide)
R elevato, K elevato	Gradiente moderato, la superficie piezometrica segue scarsamente quella topografica
R basso, K basso	Gradiente moderato, la superficie piezometrica segue scarsamente quella topografica
R basso, K elevato	Gradiente piezometrico basso che in genere non segue l'andamento della topografia (zone aride e semiaride)

Secondo Mitchell-Bruker, una risalita notevole della falda non è solo legata alla topografia e si può verificare quando $R/K > 0,2$.

Per esempio, in fig. 14 A, con una ricarica tra 25,4 mm/a e 508 mm/a la K dovrebbe essere tra 3×10^{-4} e 7×10^{-4} m/d.

Il valore di 0,2 si considera elevato e si può verificare quando un livello permeabile è al tetto di uno meno permeabile, in questa situazione il livello superiore limita lo scorrimento superficiale e ricarica quello inferiore. Quando invece il rapporto R/K è basso (0,01), la falda difficilmente raggiunge la superficie e si verifica una situazione più simile a quella in fig. 14B dove il rapporto $R/K = 0,08$

e l'affioramento della falda è all'estrema sinistra della figura mentre nelle zone dell'acquifero dove la topografia è più rilevata la falda è più profonda.

Hubbert e Tòth hanno distinto il flusso sotterraneo in tre categorie principali di diversa estensione:

- Regionale
- Intermedio
- Locale

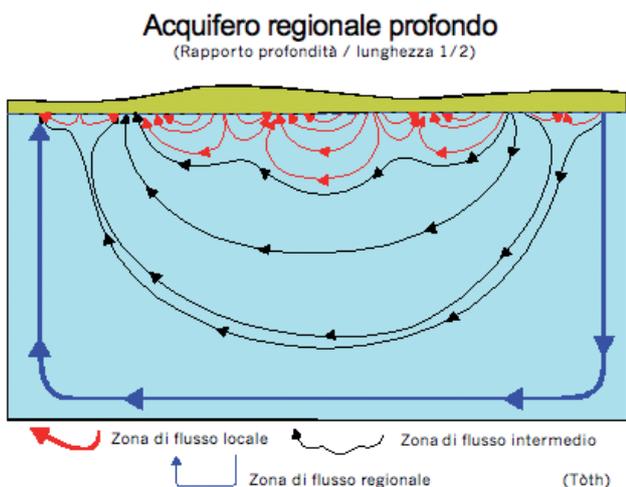
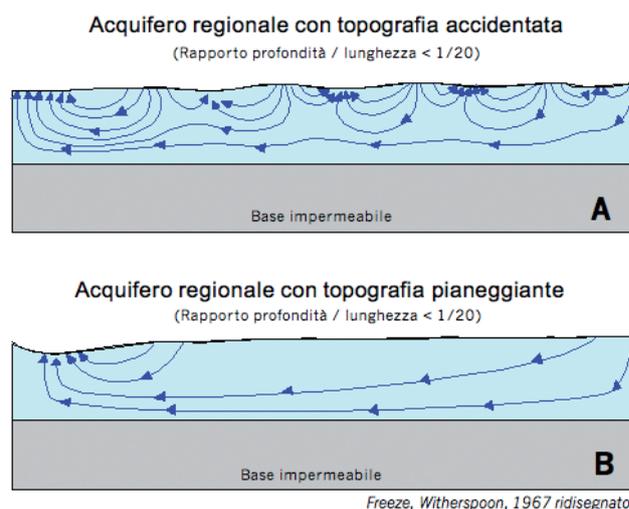


Fig. 13. Sezione verticale di un acquifero profondo molto esteso, in cui coesistono le tre categorie (regionale, intermedio, locale) e andamento teorico delle linee di flusso della falda (Tòth)

La differenza tra le tre categorie è soprattutto nel livello di circolazione che si sposta sempre più in profondità passando dall'acquifero locale a quello regionale (fig. 13).



Freeze, Witherspoon, 1967 ridisegnato

Fig. 14. Effetto della topografia sul flusso regionale; A rilievo collinare, B: zona pianeggiante

Nel caso che il bacino sia profondo rispetto alla sua larghezza, rapporto profondità larghezza dell'ordine di 1 a 2, possono coesistere tutte e tre le categorie, se invece il bacino è poco profondo, con rapporto profondità larghezza di 1 a 20, si ritrova più facilmente un flusso di tipo intermedio e locale.

In un flusso regionale possiamo avere linee di corrente che scendono in profondità, la circolazione è molto lenta e le acque si presentano più mineralizzate; nella circolazione locale le linee di corrente sono più corte e superficiali, il flusso più rapido quindi la mineralizzazione minore; in genere la temperatura è quindi più simile a quella media esterna.

Alcuni Autori (Freeze, Witherspoon) hanno messo in luce come anche la topografia possa influire sulla profondità della circolazione.

La fig. 14 mostra i reticoli di flusso su piano verticale per due sezioni con uguale profondità ed estensione. In entrambi i casi c'è una valle sulla sinistra perpendicolare

alla pagina, in A la topografia è collinare, in B è pianeggiante e debolmente inclinata verso sinistra. Il sistema di flusso nel primo caso si presenta suddiviso in numerosi altri, di tipo locale. L'acqua entra dalle zone di ricarica, topograficamente più rilevate, ed esce da quelle di recapito, sui fondovalle od in certi casi si unisce al flusso regionale più profondo.

In B la zona di ricarica è pianeggiante e si produce un unico sistema di flusso uniforme ed esteso, a confine tra le diverse categorie di flusso sono localizzati i punti di stagnazione (stagnation points) evidenziati in fig. 15 al di sotto dei bacini superficiali. I punti di stagnazione corrispondono a zone dove l'attrito di scorrimento tra linee di corrente opposte riduce

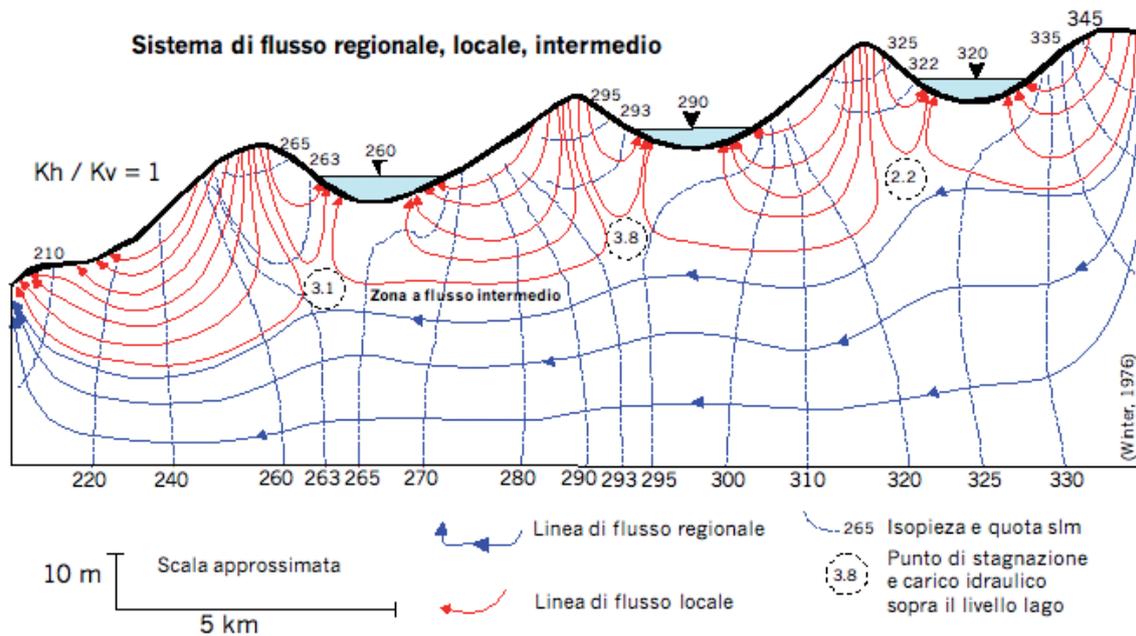


Fig. 15. Schema della circolazione sotterranea in un acquifero completo; i punti di stagnazione sono situati al confine tra i flussi regionali, locali ed intermedi ed il loro carico idraulico è superiore rispetto a quello circostante (Winter, 1976 ridisegnato)

a zero la velocità di flusso, in essi il carico idraulico è maggiore di quello nelle aree limitrofe.

Da quanto descritto emerge come siano importanti le componenti orizzontali e verticali del flusso.

Nell'interpretazione moderna dell'approssimazione Dupuit-Forchheimer, il flusso verticale è ammesso ma la resistenza verticale di flusso (b/K_v) è trascurata (Kirkham 1967, Strack 1984).

La pratica ha mostrato come questa ipotesi, anche se riduttiva del fenomeno, si applica con successo alla maggior parte degli acquiferi utilizzati.

L'innalzamento della falda a seguito della ricarica naturale è dato da una semplice formula (Haitjema, 1995)

$$\Delta h = RL^2 / 8T$$

R = ricarica in m/d

L = distanza tra i due fiumi (limiti)

T = trasmissività media dell'acquifero

La stessa figura 16 può essere vista come un flusso per un'isola circolare di diametro L, dove in questo caso:

$$\Delta h = RL^2 / 16T$$

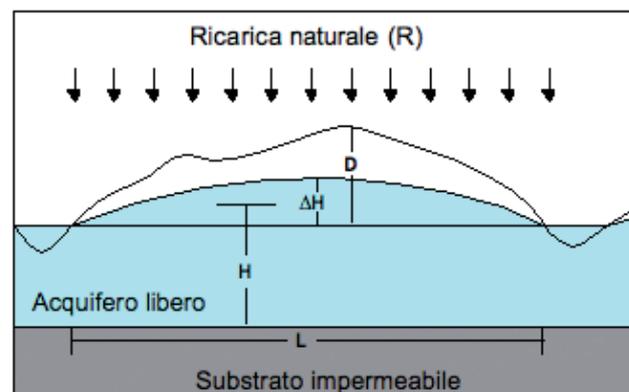


Fig. 16. Innalzamento della falda a seguito della ricarica in relazione alla topografia

o in generale:

$$\Delta h = RL^2 / mT \quad (3)$$

con m che dipende dal tipo di flusso: per quello monodimensionale tra due limiti paralleli, $m = 8$, mentre per quello radiale in un acquifero di diametro L , $m = 16$.

L'esame della formula fa vedere come il valore di Δh si ottiene trascurando la resistenza al flusso verticale (ipotesi Dupuit-Forchheimer) e questo dipende dal grado di anisotropia dell'acquifero.

Questa semplificazione è valida quando la distanza tra i limiti idrologici superficiali (L) è grande rispetto allo spessore (b) dell'acquifero cioè $L > 5b$, come potrebbe verificarsi ad esempio nel caso di un fiume ed un pozzo in pompaggio.

Quello che è utile sottolineare è che il fattore più importante è la resistenza complessiva incontrata da una particella fluida nel suo movimento dal punto di ingresso nell'acquifero a quello di sbocco (distanza zona di ricarica zona di recapito).

Maggiore è la resistenza verticale al flusso (K_v piccolo) maggiore è la distanza orizzontale percorsa da una particella fluida (vedi fig. 14B).

Passando ad un approccio pratico questo significa che l'utilizzo di un modello numerico bidimensionale è in questo caso ampiamente giustificato rispetto ad uno tridimensionale, essendo rispettata l'ipotesi di approssimazione Dupuit-Forchheimer.

Piezometria controllata dalla topografia o dalla ricarica

Nelle figg. 17A - B sono rappresentate due sezioni di acquiferi che rispondono alla ricarica in casi diversi: in A la piezometria raggiunge un livello elevato mentre in B rimane al di sotto della superficie topografica.

Ciò che cambia non è tanto il valore assoluto della ricarica o della conducibilità idraulica quanto il rapporto adimensionale R/K (eq. 3).

Nella fig. 17A i livelli piezometrici dipendono dalla topografia mentre nella fig. 17B manca una tale corrispondenza.

Haitjema ha evidenziato come la posizione della falda freatica dipenda essenzialmente dai seguenti fattori:

- Ricarica
- Trasmissività media dell'acquifero
- Geometria dell'acquifero
- Acclività topografica

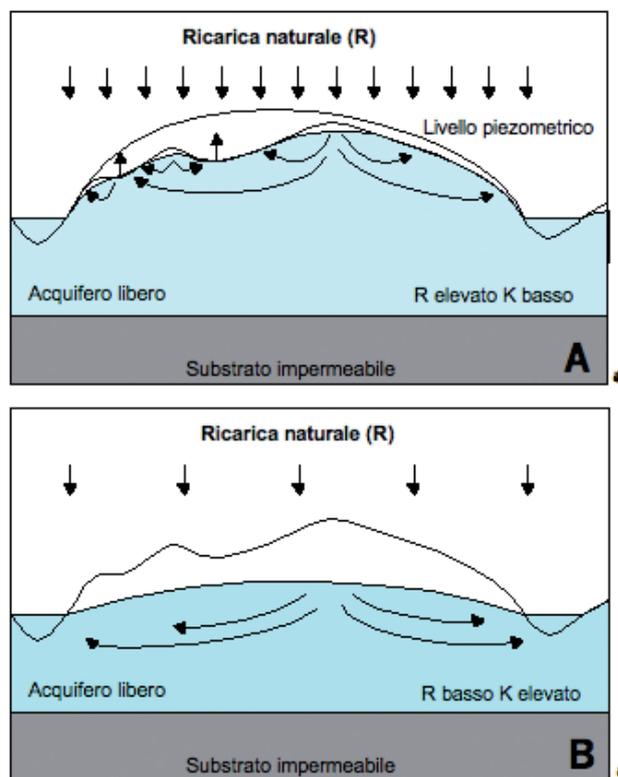


Fig. 17. A: situazione di livello piezometrico controllato dall'acclività topografica con un livello a bassa permeabilità superiore; B: livello piezometrico dipendente dalla ricarica nel caso di un acquifero superiore molto permeabile

Facendo riferimento all'eq. 3 e alla fig. 16 e dividendo entrambi termini per D , i seguenti parametri sono quelli più importanti per contraddistinguere il regime di flusso:

- R/K (rapporto ricarica conducibilità idraulica)
- L/H (rapporto distanza tra i limiti idrologici e spessore medio dell'acquifero)
- L/D (rapporto distanza tra i limiti idrologici e distanza tra livello medio piezometrico e massima altitudine topografica all'interno del bacino idrogeologico)

$$\Delta h/D = RL^2 / mKHD \quad (5)$$

L'eq. 5 è calcolata considerando valida l'ipotesi di Dupuit e quindi la distanza tra i limiti idrologici è molto superiore allo spessore dell'acquifero, essa è stata introdotta per evidenziare l'importanza del parametro $\Delta h/D$ ai fini della posizione della superficie piezometrica.

Quindi come regola approssimata si può dire che:

- Con $\Delta h/D > 1$ la superficie piezometrica potrebbe intercettare quella topografica nelle zone più depresse
- Con $\Delta h/D \gg 1$ si può verificare una situazione come quella in fig. 17A
- Con $\Delta h/D \ll 1$ si può verificare una situazione come quella in fig. 17B dove la piezometria è controllata dalla ricarica senza particolare riferimento alla superficie topografica
- Con $\Delta h/D \approx 1$ il regime sotterraneo non è legato né alla ricarica né alla topografia

Falde freatiche dipendenti dalla ricarica tendono ad essere caratterizzate da un flusso più orizzontale (fig. 14B) mentre quelle dipendenti dall'acclività topografica da una maggiore componente verticale con molteplici celle di flusso locale (figg. 14A-15).

Sistemi di flusso profondo con falde freatiche controllate dalla topografia danno luogo a sistemi di flusso locali e regionali (Tóth 1963) ed anche se vero in senso generale, che la piezometria segue quasi parallelamente la topografia non sempre il gradiente idraulico locale è correlato alla pendenza del versante.

Come costruire le reti di flusso

Un reticolo di flusso (flownet) si presenta come una griglia di linee perpendicolari tra loro chiamate linee di corrente (o di flusso) e linee equipotenziali (fig. 18).

Le prime sono linee che rappresentano il percorso di una particella fluida in moto attraverso l'acquifero, le seconde il diverso valore di energia potenziale legato alla quota della particella sopra la superficie di riferimento,

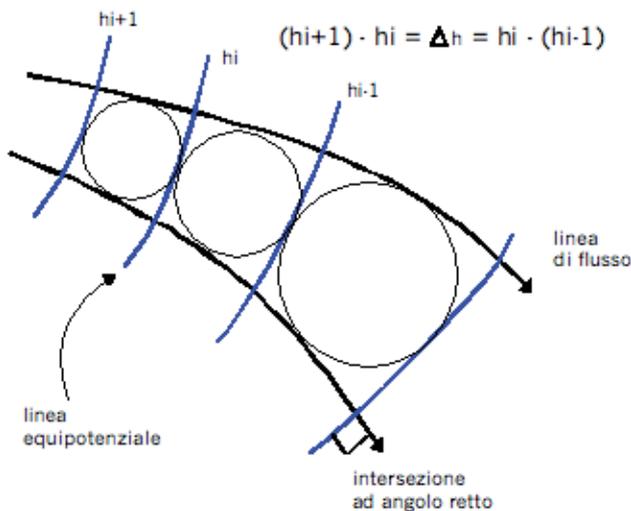


Fig. 18. Schema del reticolo di flusso in pianta

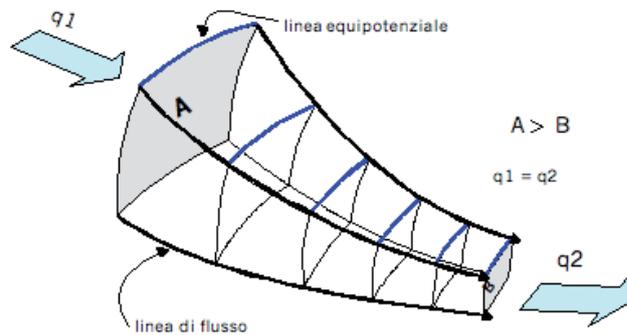


Fig. 19. Schema di un tubo di flusso in tre dimensioni; all'interno del tubo la portata rimane costante dato che non vi è travaso d'acqua attraverso una linea di flusso; A e B sono due superfici equipotenziali

inoltre le linee equipotenziali sono intervallate di un valore costante.

Due linee di flusso delimitano una zona chiamata tubo di flusso, in realtà una porzione di spazio tridimensionale, come illustrato in fig. 19. Ogni carta piezometrica che riporta delle linee equipotenziali costituisce un reticolo di flusso sul quale possono essere aggiunte delle linee di corrente seguendo delle semplici procedure, così riassumibili:

- Metodo del triangolo
- Uso di un software d'interpolazione
- Costruzione del reticolo di flusso
- Modello numerico

In questo capitolo descriveremo il terzo metodo sulla base di quanto già illustrato in precedenza.

La metodologia è essenzialmente grafica, del tipo "trial and error" ma deve comunque adattarsi ad alcuni ragionamenti di tipo idrogeologico che siano in grado di giustificare il particolare andamento delle linee:

1. Preparare un disegno in scala dell'acquifero (pianta o profilo)
2. Analizzare le condizioni al contorno (per esempio posizione della falda freatica, presenza di limiti permeabili e non, punti a carico fisso...)
3. Ogni superficie a carico fisso è una linea equipotenziale e le linee di corrente sono perpendicolari ad essa (p.es. il fondo di un bacino)
4. Dato che il flusso non attraversa i limiti impermeabili, questi costituiscono delle linee di corrente e le equipotenziali sono ad essi perpendicolari
5. La falda freatica è per definizione la superficie dove $p = 0$, può essere quindi un'equipotenziale solo se piatta; in ogni punto della falda, inclinata o meno, $h = z$, dove z è la quota della falda sopra la superficie

di riferimento; nel caso generale in cui la falda ha una debole pendenza la superficie freatica non corrisponde né ad una linea di flusso né ad una equipotenziale e le linee di corrente la intersecano con un certo angolo (fig. 4).

6. Dopo avere definito le condizioni al contorno, iniziare per tentativi a disegnare le linee di flusso ed equipotenziali seguendo le indicazioni ai punti 3, 4, facendo attenzione che le linee di corrente ed equipotenziali si intersechino a 90°; quest'ultima condizione è vera per acquiferi isotropi ed omogenei e può essere applicata senza grossi errori anche a molte situazioni reali in cui il livello di anisotropia e lo spessore dei materiali non sia elevato
7. Iniziare a tracciare le equipotenziali da un limite a carico fisso, suddividere la lunghezza di equipotenziale in 5-10 parti uguali e tracciare le linee di flusso perpendicolari
8. Costruire gradatamente il reticolo di modo che sia costituito da quadrangoli all'incirca delle stesse dimensioni in cui può essere inscritto un cerchio tangente internamente ai quattro lati (fig. 18); quest'ultimo accorgimento è importante se si deve calcolare la portata della falda
9. Come controllo finale disegnare le diagonali dei quadrangoli, anch'esse devono essere delle curve regolari che si intersecano a 90°
10. Durante il lavoro effettuare le seguenti considerazioni:
 - Da dove entra acqua?
 - Dove esce?
 - Ricercare le simmetrie nelle condizioni al contorno
 - Decidere il numero di tubi di flusso
 - Dove la sezione si restringe i tubi di flusso e le equipotenziali aumentano di numero, così come il gradiente e questo per spostare la stessa quantità d'acqua (principio di continuità)
 - Riaggiustare continuamente le equipotenziali inscrivendo dei cerchi nei quadrangoli del reticolo e proseguire per tentativi ricancellando se serve
 - Ricordare che l'acquifero è completamente saturo ed incompressibile ed il flusso laminare
 - Il flusso all'interno di un tubo è costante ed uguale a quello adiacente
 - La caduta di energia potenziale (equidistanza) tra due isopieze è costante
 - Velocità e gradiente sono funzione della spaziatura tra linee di flusso ed equipotenziali

- Il reticolo è costituito da linee curve
- In un profilo verticale i quadrangoli vicino alla superficie freatica possono essere incompleti
- In tutto il dominio rappresentato si applica la legge di Darcy

Reticoli di flusso in diverse situazioni idrogeologiche

Per concludere questa breve rassegna presentiamo alcuni esempi di come le condizioni al contorno, la presenza di eterogeneità nell'acquifero o di prelievi artificiali influenzino la forma del reticolo di flusso.

Le didascalie sono ridotte al minimo per stimolare il lettore a completare l'analisi ove richiesto.

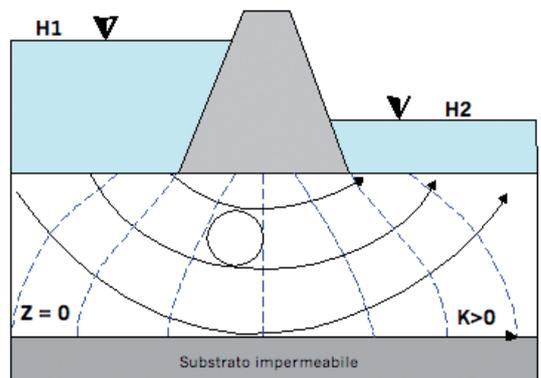


Fig. 20. Infiltrazione al di sotto di una diga in un mezzo isotropo ed omogeneo; i quadrangoli ottenuti dalla costruzione del reticolo di flusso inscrivono un cerchio tangente ai quattro lati. Non è necessario che il reticolo abbia dei confini laterali ben definiti; un reticolo può essere costruito con tubi di flusso incompleti ai lati (Freeze, Cherry, ridisegnato)

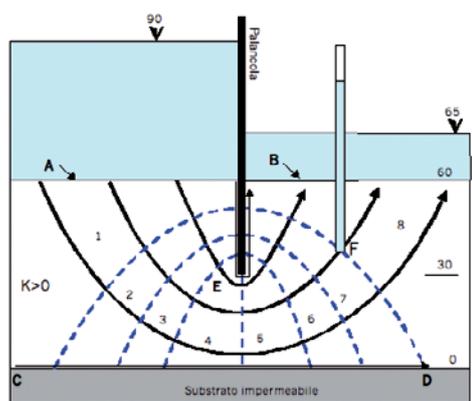


Fig. 21. Infiltrazione al di sotto di una palancoolata. Le superfici A, B sono a carico fisso perché a quota e profondità costante (le linee di flusso sono perpendicolari ad esse); la linea CD e la palancoolata sono limiti impermeabili; le linee di corrente sono tracciate dal limite a carico idraulico maggiore (fondo del bacino a sinistra) verso quello a carico idraulico minore (a destra); il piezometro indica il livello corrispondente alla isopotenziale misurata (F); la differenza di carico idraulico tra i due bacini (90-65) è suddivisa in 8 celle, l'equidistanza delle isopieze è 25 : 8 = 3,125 (Franke, Reilly, Bennett, 1987 ridisegnato)

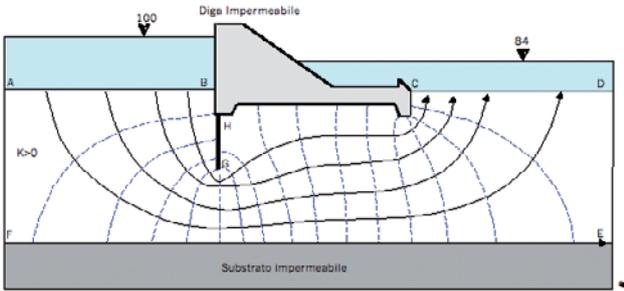


Fig. 22. Reticolo di flusso al di sotto di una diga impermeabile e di una palancoata. A, B e C, D sono superfici a carico fisso, mentre B, G, H, C e F, E sono limiti a flusso nullo; la differenza totale di carico idraulico tra i due bacini è suddivisa in 16 celle (Nd = 16) e l'equidistanza è di 1 m

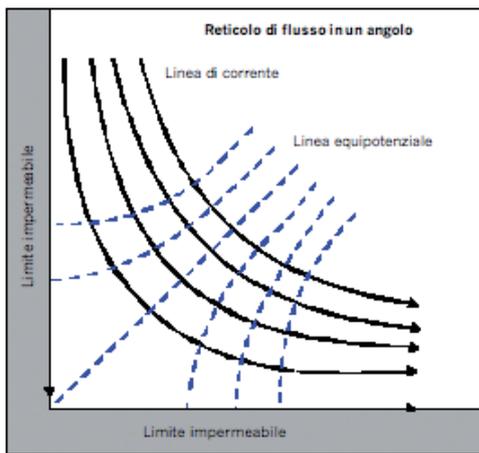


Fig. 23. Andamento delle linee di flusso nelle vicinanze di una zona impermeabile ad angolo

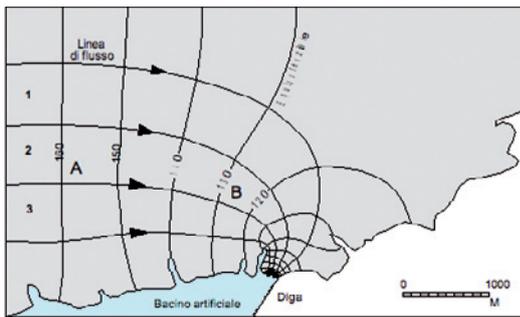


Fig. 24. Piezometria in pianta e flusso sotterraneo verso una diga

Appendice

A. Calcolo del flusso idrico sotterraneo

Trovare la portata sotterranea tra i due laghi in fig. 25, costruendo un reticolo di flusso. L'acquifero confinato che collega i bacini ha conducibilità idraulica di $7.3 \cdot 10^{-6}$ m/s, la sua potenza, si suppone costante ed è stata ricavata nel sondaggio S pari a 14.6 m.

Il lago superiore costituisce una zona a carico fisso (1024

m) come il lago inferiore con carico idraulico 988 m. La differenza di carico idraulico totale è $1024 - 988 = 36$ m. Lateralmente l'acquifero è delimitato da rocce impermeabili, il flusso è pertanto diretto da NE verso SW. La prima equipotenziale sarà parallela alla riva del lago superiore e di 1024 m (B), dividiamola ora in 4 parti e tracciamo le linee di flusso secondo le note regole già descritte (parallele ai limiti impermeabili e normali alle equipotenziali), fino ad incontrare la linea equipotenziale corrispondente alla riva del lago inferiore. Dividiamo ora $\Delta h = 36$ in 9 intervalli per ottenere delle equipotenziali con equidistanza 4 m, $M = 9$. Aggiustiamo ora il reticolo per ottenere dei quadrangoli regolari in cui è possibile inscrivere un cerchio tangente ai lati. Per migliorare il disegno, la prima serie di celle si può suddividere in altre più piccole e ripetere l'operazione, aumentando le linee di flusso e le equipotenziali. Il reticolo disegnato è ora costituito da celle di dimensioni $\Delta W \approx \Delta L$. Calcoliamo ora il flusso unitario e per fare

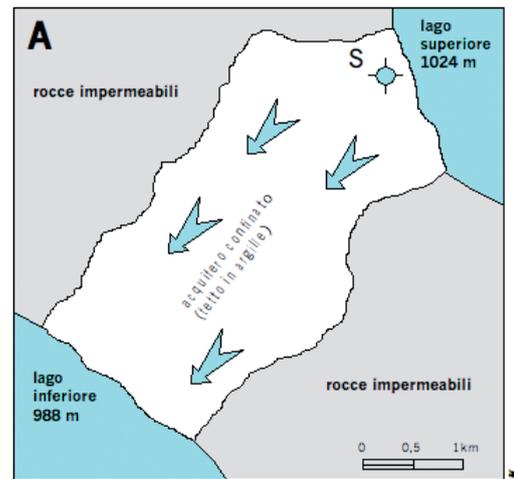


Fig. 25. Costruzione del reticolo di flusso

questo si ipotizza uno spessore dell'acquifero pari ad 1. La cella elementare avrà quindi larghezza ΔW , lunghezza ΔL e spessore 1.

La portata dell'acquifero alla sezione a valle si calcola con la legge di Darcy:

area sezione: $A = \Delta W \times 1 \times N$ (nel nostro caso $A = \Delta W \times 4$)

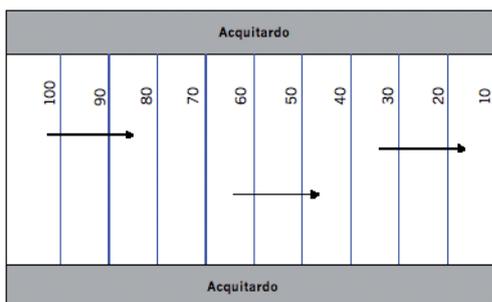
gradiente: $\Delta H / M \times \Delta L$ (nel nostro caso $\Delta H / 9 \times \Delta L$)

portata unitaria: ⁽¹⁾ (6)

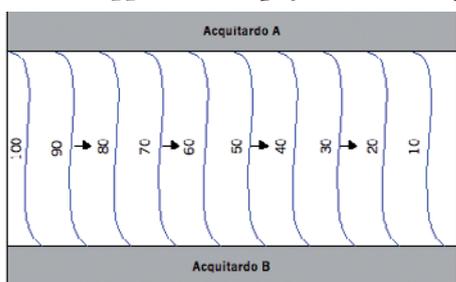
Per ottenere il flusso totale attraverso l'acquifero è sufficiente moltiplicare la portata unitaria per lo spessore ottenuto dal sondaggio (14.6 m).

È importante sottolineare che la formula generale (6) va usata con estrema precauzione ed è applicabile solo a sistemi di flusso molto semplici (isotropi ed omogenei) con una zona di ricarica ed una zona di recapito. Per sistemi più articolati è consigliabile applicare la classica formula di Darcy o quella di Kamensky per ogni tubo di flusso e quindi sommare le portate ottenute.

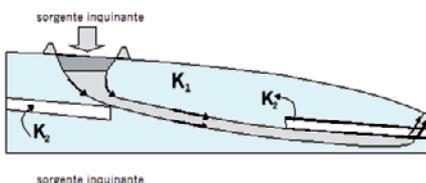
B. Descrivere i rapporti tra acquifero e i due acquitardi



C. Descrivere i rapporti tra acquifero e i due acquitardi



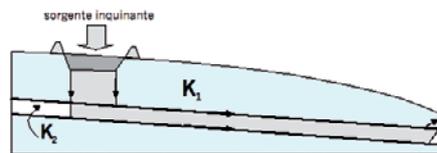
D. Indicare la zona a permeabilità maggiore



$K_1 > K_2?$
 $K_1 < K_2?$

1. In un mezzo anisotropo con $kh \gg kv$, $Q = \Delta H (nf/nd) \ddot{O}kh kv$

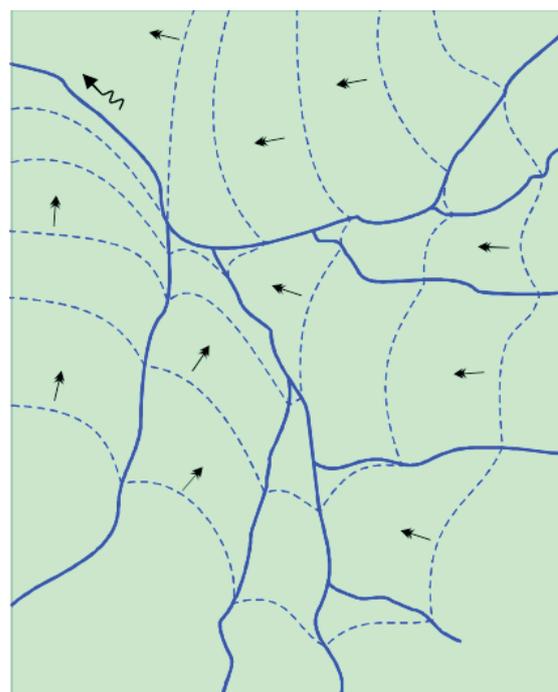
E. Indicare la zona a permeabilità maggiore



$K_1 > K_2?$
 $K_1 < K_2?$

F. Indicare il ruolo dei fiumi rispetto all'acquifero

Descrivere i rapporti fiume falda



Isopieza Direzione di flusso sotterranea Direzione di corrente superficiale 24

Bibliografia

Brassington Rick, 1988, *Field Hydrogeology*, Open Univ. Press J. Wiley and Sons
 Castany G., 1982, *Idrogeologia*, Flaccovio
 Cedergren Harry, 1989, *Seepage, Drainage and Flow Nets*, J. Wiley and Sons
 Celico Pietro, 1986, *Prospezioni idrogeologiche (I-II)*, Liguori
 Cerbini Gianni, 1992, *Il manuale delle acque sotterranee*, Geo-graph
 Chiesa Guido, 1992, *Glossario di idrogeologia*, Geo-graph
 Civita Massimo, 1994, *Le carte della vulnerabilità degli acquiferi all'inquinamento: teoria e pratica*, Pitagora
 Custodio, Llamas, 1996, *Idrologia Sotterranea*, Flaccovio
 Haitjema, H.M., 1995, *Analytic element modeling of ground water flow*, Academic Press
 Todd David Keith, 1980, *Groundwater hydrology*, J. Wiley and Sons