

5. - ANALISI DELL'EQUILIBRIO TRA L'ACQUA DOLCE DI FALDA E L'ACQUA DI MARE DI INTRUSIONE CONTINENTALE

5.1. - PREMESSE

L'analisi dell'equilibrio esistente tra acqua dolce di falda e acqua di mare intrusa alla base degli acquiferi è essenziale per avviare una corretta gestione delle falde idriche in Puglia (COTECCHIA, 1955; COTECCHIA *et alii*, 1957, 1983; COTECCHIA, 1958, 1963). I capitoli 2, 3 e 4 hanno mostrato come l'acqua di mare, presente alla base delle acque dolci di falda, condizioni profondamente le modalità di circolazione e le possibilità di estrazione delle acque sotterranee.

In questo capitolo verranno illustrate le metodiche di approfondimento dell'analisi dei processi che prevedono l'applicazione di recenti modelli interpretativi fisico-matematici delle fenomenologie attive nella falda in interazione con l'acqua di mare.

La trattazione si apre con una rivisitazione storica dei modelli fisico-matematici disponibili da un secolo a questa parte, che ne evidenzia criticamente gli aspetti fondamentali, in vista della loro applicazione. La rivisitazione comprende anche un breve

richiamo alle relazioni fisico-matematiche che configurano la formazione del cono di intrusione marina (*salt-water upconing*), argomento già analizzato nelle linee generali nel capitolo 2, ma che verrà ripreso nel capitolo 12, come premessa ai criteri generali di progettazione delle opere di captazione di acque sotterranee che galleggiano su acqua di mare.

Il capitolo si chiude con l'illustrazione della teoria della dispersione idrodinamica, oggi largamente applicata nell'analisi della circolazione idrica sotterranea, anche in presenza di una zona di transizione.

Nel testo si fa riferimento solo a mezzi permeabili per porosità, la cui equivalenza con il mezzo fratturato è definita dalle metodiche delineate nel paragrafo 2.2. Per gli acquiferi carbonatici mesozoici di Puglia, infatti, mancano dati sperimentali esaurienti per validare i risultati ottenibili con l'applicazione di modelli numerici che considerano esplicitamente la presenza di discontinuità nel mezzo permeabile, e la cui illustrazione è disponibile nella letteratura scientifica (SMITH & SCHWARTZ, 1984; SHIKAZEA *et alii*, 1998; BAUJARD & BRUEL, 2004; HARTLEY, 2009).

5.2. - RIVISITAZIONE STORICA

5.2.1. - Studi condotti prima del 1930: la relazione di Ghyben-Herzberg

Le prime analisi dell'equilibrio acqua dolce – acqua di mare risalgono alla prima metà dell'Ottocento, quando Du Commun (DU COMMUN, 1828; REILLY & GOODMAN, 1985; KONIKOW & REILLY, 1999) ipotizzò una condizione d'equilibrio idrostatico tra l'acqua dolce di falda e l'acqua di mare intrusa nel continente (fig. 5.1). Questi rilevava l'esistenza d'acqua dolce sotterranea in prossimità della costa, nella città di New Brunswick, vicino al fiume Raritan nel New Jersey, la quale presentava un livello piezometrico di alcuni metri sopra il livello del fiume, fortemente influenzato dalle maree.

La letteratura scientifica, a partire dall'Ottocento e sino agli anni Trenta del secolo scorso, riporta diversi tentativi d'analisi delle condizioni d'equilibrio esistenti tra falda d'acqua dolce e acqua di mare. L'ipotesi che l'acqua dolce di falda e l'ac-

qua di mare siano separate da un'interfaccia netta, la cui posizione è determinata da condizioni d'equilibrio idrostatico tra i due fluidi, è stata adottata da più ricercatori in varie parti del mondo (CARLSTON, 1963). La storica relazione dovuta a BADON GHYBEN (1888) ed HERZBERG (1901) è stata ricavata appunto in tale ipotesi.

Richiamando quanto illustrato nel paragrafo 2.3, la relazione di Ghyben–Herzberg consente di determinare la posizione dell'interfaccia. Se indichiamo con t la quota piezometrica della falda rispetto al livello del mare, e con \bar{h} la profondità dell'interfaccia, sempre rispetto al livello del mare, le pressioni idrauliche nella falda di acqua dolce e nell'acqua di mare, valutate in condizioni idrosta-

174 *On the Cause of Fresh Water Springs, Fountains, &c.*

ART. XXV.—*On the Cause of Fresh Water Springs, Fountains, &c.*; by JOSEPH DU COMMUN.

IN the Harmony Gazette, November 21, 1827, there is a *Nut for the philosophers*, picked, it is said from the National Gazette. I have endeavored to crack it, and I now present you with the kernel, leaving to your taste to determine whether it is palatable.

The questions proposed are two in number, 1st, Why the fresh water issuing from the depth of two hundred and twenty feet, by boring in solid rock near the city of New Brunswick, rises from eight to fourteen feet above the surface of the Raritan river? and 2d, Why the quantity of water corresponds exactly and continually with the rising and falling of the tide?

If we take an inverted glass syphon ACB and pour water into it, the two sides will be filled in part, and the water will rise in each side to the same height, say a and b .

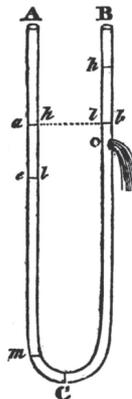
If instead of water, we introduce mercury in the branch A and rain water in the branch B, one inch of mercury at m will support above thirteen inches of water in the branch B.

And lastly, if in the branch A we have a fluid denser than common water, as salt water for instance, the column of fresh water will be supported in the branch B, at the height b , by a column of the salt water inferior to it in height, in the inverse ratio of their densities, say to the height c only.

But now, cannot the branch B, of our syphon represent the subterranean stream winding through the crevices of the rocks, until it reaches, at some depth or other, the great oceanic reservoir, and cannot the column of salt water in the branch A represent, in like manner, the height and pressure of the salt water of the ocean?

If so, it explains why the fresh water, in boring by the sea shore, is raised and flows above the level of the sea water; thus, one of the two given questions seems to be solved.

The answer to the second may be deduced from the same principle.



Digitized by Google

Fig. 5.1 – Una delle prime descrizioni del fenomeno dell'intrusione marina negli acquiferi costieri: estratto da "On the cause of fresh water springs, fountains Du Commun, 1828".

– One of the earliest descriptions of seawater intrusion in coastal aquifers, from "On the cause of fresh water springs, fountains Du Commun, 1828".

tiche in corrispondenza dell'interfaccia, valgono rispettivamente:

$$\rho_d [\text{Pa}] = (\bar{h} + t) \rho_d g \quad (5.1)$$

$$\rho_s [\text{Pa}] = \bar{h} \rho_s g \quad (5.2)$$

dove ρ_s e ρ_d [kg/m^3] sono rispettivamente la densità dell'acqua dolce di falda e dell'acqua di mare e g [m/s^2] è l'accelerazione di gravità. Uguagliando queste pressioni si ottiene (fig. 5.2):

$$\bar{h} [\text{m}] = \left(\frac{\rho_d}{\rho_s - \rho_d} \right) t \approx 32 \div 33t \quad (5.3)$$

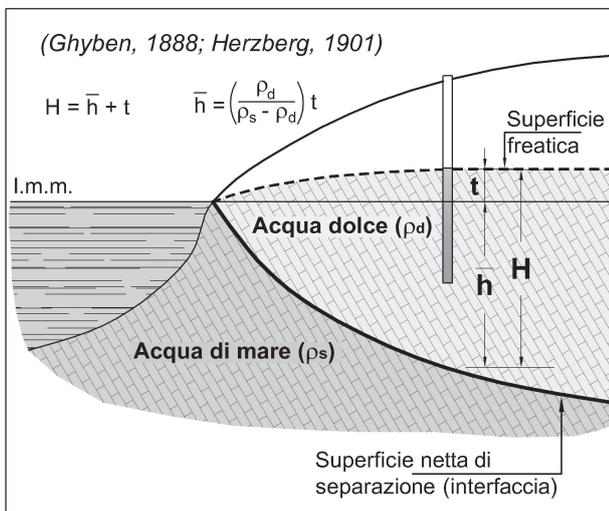


Fig. 5.2 - Condizioni di equilibrio idrostatico tra una falda di acqua dolce freatica e l'acqua di mare intrusa nel continente: relazione di Ghyben-Herzberg.
- Conditions of hydrostatic equilibrium between a phreatic fresh groundwater and the intruded salt-water: Ghyben-Herzberg relationship.

La seconda uguaglianza riportata nell'equazione (5.3) può ritenersi approssimativamente valida assumendo una densità pari $1.000 \text{ kg}/\text{m}^3$ per la falda e i valori di densità dell'acqua di mare del Mar Ionio e del Mar Adriatico, rispettivamente pari $1030,7 \text{ kg}/\text{m}^3$ e $1029,9 \text{ kg}/\text{m}^3$.

Ma già le prime ricerche condotte all'inizio del XX secolo evidenziavano l'esistenza della cosiddetta "zona di diffusione", ossia della zona di transizione (ORABONA & COTECCHIA, 1959). Nelle formazioni acquifere rappresentate da rocce porose (o poroso-equivalenti) la zona di transizione è in genere molto sottile. A tale riguardo la figura 5.3 mostra l'andamento delle superfici isocloriche in una formazione dunale delle coste olandesi, ri-

levate in occasione dei primi studi dedicati all'argomento (PENNIK, 1904, 1905), dove è facile rilevare irregolarità nella distribuzione del contenuto salino nella falda d'acqua dolce, dovute essenzialmente all'eterogeneità dell'acquifero. Tuttavia, la zona di transizione, se così definiamo la zona della falda con concentrazioni di ione cloruro superiori a $0,5 \text{ g}/\text{l}$, è molto sottile se confrontata con la potenza della falda acquifera. Al contempo, le prime misure condotte nelle falde costiere del versante Nord della Francia, del Belgio, dell'Olanda e della Germania, evidenziarono uno spessore zona della zona di transizione dell'ordine di $20 \div 30 \text{ m}$ (D'ANDRIMONT, 1902).

5.2.2. - Gli studi condotti nel periodo 1930÷1940: limiti di applicabilità della relazione di Ghyben-Herzberg

L'ipotesi di condizioni idrostatiche, alla base della relazione di Ghyben-Herzberg, è valida, a rigore, solo quando l'acqua dolce di falda e quella di mare intrusa nel continente giacciono in quiete, o quando sono animate da un moto di filtrazione orizzontale (DUPUIT, 1863; BEAR, 1979; REILLY & GOODMAN, 1985; AA. VV. 2005). In sostanza, la relazione di Ghyben-Herzberg trascura le variazioni di quota piezometrica che possono verificarsi lungo una verticale, come accade a volte in prossimità della costa o di opere di captazione in esercizio (ORABONA & COTECCHIA, 1959), ove il moto di filtrazione, in genere, non può considerarsi orizzontale. In simili circostanze, infatti, la pressione idraulica in corrispondenza dell'interfaccia non può essere determinata assumendone la variazione lineare con la profondità.

Durante gli anni Trenta del secolo scorso vennero abbandonate alcune delle ipotesi semplificative alla base della relazione di Ghyben-Herzberg, che erano non valide in molteplici problemi di carattere applicativo. Mantenendo l'ipotesi di interfaccia netta di separazione tra falda d'acqua dolce e acqua di mare sottostante, Muskat (MUSKAT, 1937) e Hubbert (HUBBERT, 1940) analizzarono le condizioni di equilibrio tra falda di acqua dolce e acqua di mare nel caso generale di quota piezometrica variabile con la profondità. In proposito, è utile introdurre la definizione più generale di quota

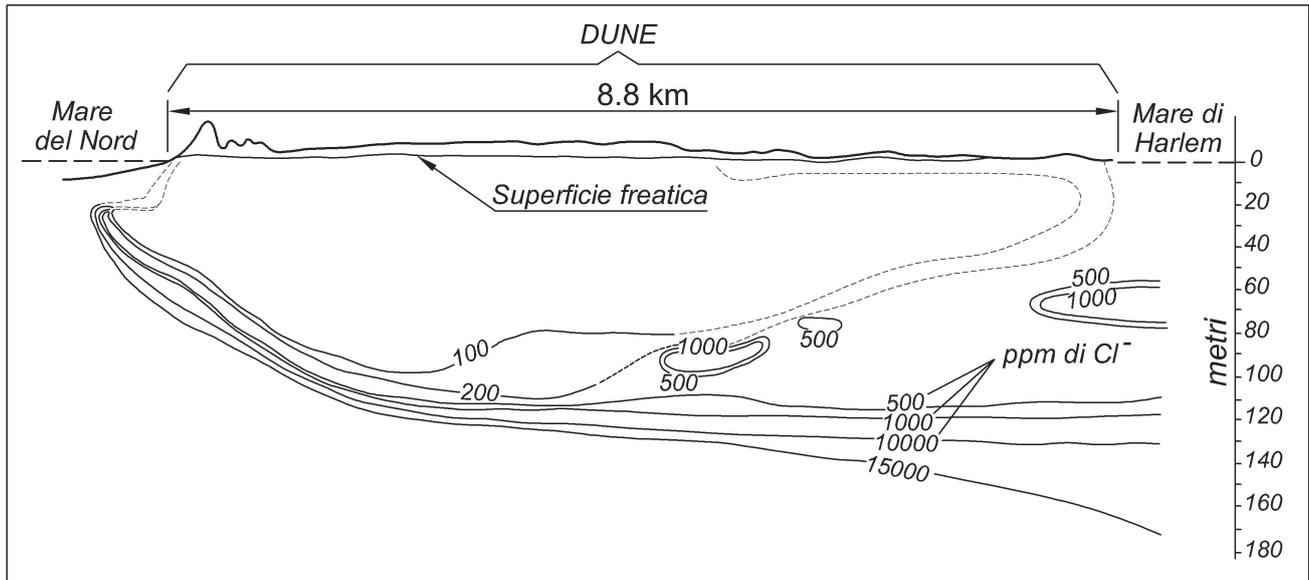


Fig. 5.3 - Andamento delle superfici isocloriche in una formazione dunale delle coste olandesi (da PENNIK, 1905).
 - Chlorinity contour lines in a dune formation along the Dutch coasts (from PENNIK, 1905).

piezometrica in un punto:

$$h \text{ [m]} = \frac{P}{\rho g} + z \quad (5.4)$$

dove z [m] è la quota geometrica rispetto al piano di riferimento adottato.

Hubbert (HUBBERT, 1940) propose, in particolare, la cosiddetta “equazione dell’interfaccia”, imponendo l’equilibrio delle pressioni idriche all’interfaccia stessa. Per un generico punto P dell’interfaccia, disposto ad una quota $z = \zeta$, è appartenente sia alla falda di acqua dolce sia all’acqua di mare sottostante, la quota piezometrica può essere quindi espressa, rispettivamente, come:

$$h_d \text{ [m]} = \frac{P_d}{\rho_d g} + \zeta \quad (5.5)$$

$$h_s \text{ [m]} = \frac{P_s}{\rho_s g} + \zeta \quad (5.6)$$

L’equilibrio delle pressioni lungo l’interfaccia si esprime uguagliando le pressioni che soddisfano le equazioni (5.5) e (5.6), da cui:

$$\zeta \text{ [m]} = \frac{\rho_d}{\rho_d - \rho_s} h_d - \frac{\rho_s}{\rho_d - \rho_s} h_s \quad (5.7)$$

Una volta note le quote piezometriche dell’acqua dolce e della sottostante acqua di mare, nonché le relative densità, l’equazione consente di determinare la profondità dell’interfaccia.

Gli studi condotti tra gli anni Trenta e Quaranta del secolo scorso hanno dunque configurato l’incidenza delle condizioni di flusso sull’equilibrio acqua dolce-acqua di mare negli acquiferi. La collocazione dell’interfaccia secondo Hubbert (5.7) consente, nella determinazione della posizione dell’interfaccia, di tenere conto delle condizioni di moto.

5.2.3. - Gli studi condotti nel periodo 1940÷1960 e le prime ricerche sulla falda profonda pugliese

A partire dagli anni Quaranta del secolo scorso, intorno all’intrusione marina si è sviluppata una vasta letteratura scientifica, soprattutto ad opera delle scuole di idraulica sotterranea americane, europee e israeliane. Molte sono le ricerche avviate in quel periodo e finalizzate all’analisi dell’equilibrio acqua dolce-acqua di mare negli acquiferi costieri, per svariate condizioni idrogeologiche. Le osservazioni evidenziarono, ad esempio, la forte influenza esercitata dal grado di permeabilità sullo spessore della zona di transizione. Venne osservato, infatti, che lo spessore della zona di transizione rapportato alla potenza della falda è notevole quando le formazioni sono permeabili per fratturazione. Un esempio è riportato nella figura 5.4, che mostra le superfici isocloriche rilevate nel 1941 nella falda acquifera di Miami, in Florida, con sede

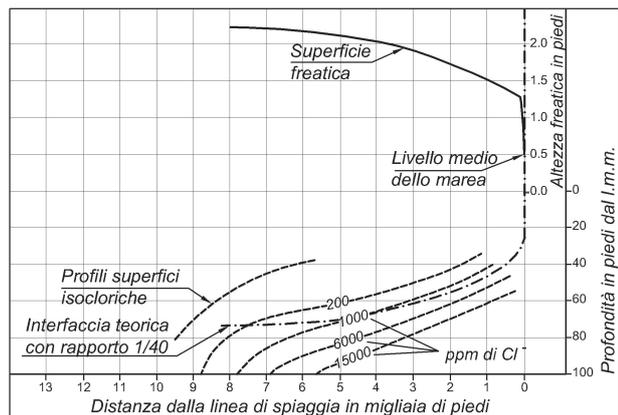


Fig. 5.4 - Superficie freatica e superfici isocloriche rilevate nel 1941 nella falda di Miami in Florida, avente sede in calcari fratturati del Pliocene (da BROWN & PARKER, 1945).

– Water table and chlorinity contour lines surveyed in 1941 in the Miami groundwater, Florida, in Pliocene fractured limestones (from BROWN & PARKER, 1945).

in calcari fratturati del Pliocene (BROWN & PARKER, 1945). In ogni caso, là dove la circolazione idrica sotterranea avviene attraverso giunti di strato o fratture, la zona di transizione è molto meno omogenea che in rocce porose. In rocce fratturate e discontinue per carsismo, le fessure contenenti acqua salata possono intersecare quelle contenenti acqua dolce, dando luogo ad un reticolato di fessure acquifere di salinità variabile, nelle quali la stratificazione salina può solo essere caratterizzata in media.

Studi condotti a Miami in Florida negli anni Sessanta hanno rilevato, inoltre, la presenza di fluttuazioni del livello piezometrico della falda connesse alle variazioni di densità dell'acqua della zona di transizione (KOHOUT, 1961).

In quello stesso periodo furono condotte le prime ricerche sulla falda profonda carsica della Puglia (COTECCHIA 1955; COTECCHIA *et alii*, 1957, COTECCHIA, 1958; ORABONA & COTECCHIA, 1959), che mostrarono subito come la presenza di una pronunciata stratificazione salina richiedesse approfondimenti circostanziati e adeguati, anche se la relazione di Ghyben-Herzberg poteva ritenersi adeguata all'interpretazione dei risultati rispetto alle condizioni di equilibrio tra acqua dolce della falda profonda e acqua di mare. Solo a profondità dell'ordine di 40 t , infatti, dove t [m] è la quota piezometrica della falda di acqua dolce rispetto al livello del mare, era possibile rinvenire acqua di mare, là dove l'applicazione della relazione

di Ghyben-Herzberg (5.3) fornisce una profondità \bar{h} pari a circa 32÷33 t . In realtà le indagini rivelarono che, in generale, alle profondità comprese tra 32 t e 40 t era possibile rinvenire superfici isocloriche comprese tra 2.000÷21.000 ppm. Dunque, occorre tener conto dell'incremento di densità che si sviluppa nella zona di transizione per determinare la corretta profondità dell'acqua di mare nell'acquifero, una circostanza, questa, che la relazione di Ghyben – Herzberg non considerava. L'equilibrio idrostatico valutato sulla base dell'effettiva stratificazione salina della falda fornisce, infatti, una profondità dell'interfaccia in generale pari a circa 40 t . A profondità dell'ordine di 32÷33 t dal livello mare si rilevava, generalmente, l'isoclorica corrispondente a 2.000 ppm, il che induceva ad assumere che coincidesse con l'interfaccia teorica. La zona di transizione era quindi assunta per quella porzione di falda compresa tra le isocloriche 2.000 ppm e 21.000 ppm, di spessore generalmente pari a circa 1/5 dell'intera falda. Si tratta evidentemente di uno spessore notevole, che aumenterebbe ulteriormente se si volesse estendere la zona di transizione fino all'isoclorica 500 ppm.

Secondo la relazione di Ghyben-Herzberg, e in accordo con le osservazioni sperimentali, lo spessore della falda va rastremandosi procedendo verso la costa, per quanto la zona di transizione non possa ridursi al di sotto di un dato spessore, in genere tanto maggiore quanto maggiore è la permeabilità del mezzo, circostanza già evidenziata da MATSON & SANFORD (1913). Questi ultimi osservavano, inoltre, come la zona di transizione nelle aree prossime alla costa presenti forti irregolarità, causate dalle maree e dalle escursioni termiche che influenzano il contenuto salino dell'acquifero, come confermava WENTWORTH (1939).

E qui vanno ricordati gli scostamenti dalla relazione di Ghyben-Herzberg derivanti dai comportamenti idrodinamici della falda, ad esempio, quando l'acquifero è impegnato da un pozzo di emungimento. In proposito citiamo la ricerca condotta negli anni Cinquanta del secolo scorso da ORABONA & COTECCHIA, 1959, i quali, con gli strumenti della matematica tradizionale, fornivano l'interpretazione del comportamento idraulico di pozzi penetranti in falde con stratificazione salina e superficie

di fondo rappresentata dall'acqua marina.

Le condizioni esposte nella nota citata dimostrano che, se a seguito del pompaggio da un pozzo attingente ad una falda di acqua dolce sovrapposta ad acqua marina, l'acqua salata è portata a sollevarsi al di sopra di un certo valore ζ_{cr} (al quale corrispondono valori δ_{cr} della superficie piezometrica della falda e Q_{cr} della portata estratta dal pozzo, dette egualmente "depressione critica" e "portata critica"), i gradienti di pressione durante il flusso superano il peso specifico dell'acqua salata stessa. In dette condizioni non possono sussistere condizioni di equilibrio statico per alcun cono di acqua salata alla base del pozzo. In condizioni simili l'acqua marina di fondo irrompe nella falda di acqua dolce prima ancora che l'interfaccia, sollevata progressivamente con l'aumentare della portata di emungimento, raggiunga il fondo del pozzo. Il che contrasta con quanto deriva dalla relazione di Ghyben-Herzberg, secondo cui l'acqua salata irromperebbe nel pozzo solo nel caso in cui l'interfaccia si sollevasse fino a raggiungere, in condizioni di equilibrio statico per l'acqua salata, la base del pozzo. A questo punto, se si considera la falda costituita da più strati di acqua, di densità via via crescente verso il basso, per esempio da $\rho_o = 1.000 \text{ kg/m}^3$ a $\rho_s = 1.030 \text{ kg/m}^3$, densità corrispondente a quella del mare Adriatico, è facile riconoscere che, incrementando gradualmente la portata di emungimento, ovvero riducendo gradualmente le pressioni nella zona di acqua dolce affluente verso il pozzo, vengono a perdersi gli equilibri statici dell'acqua contenuta nei singoli strati aventi densità crescenti verso il basso (fig. 5.5).

In questo nuovo aspetto del problema si riconoscono, in effetti, diverse depressioni critiche $\delta_{cr1}, \delta_{cr2}, \dots, \delta_{crs}$, rispetto a cui si rompono gli equilibri statici dei liquidi sovrapposti, aventi densità costanti $\rho_1, \rho_2, \dots, \rho_s$ e sottostanti a quello avente densità ρ_o . In un siffatto sistema di liquidi sovrapposti, se si pone che la differenza fra due densità successive, ρ_i e ρ_{i+1} , sia costante e lo spessore dei vari strati si rastremi fortemente procedendo verso il basso, fino a raggiungere l'acqua marina di fondo, si ha che, aumentando lentamente e gradualmente la portata di emungimento, aumenta la salinità delle acque emunte. Ciò è quanto

avviene appunto nella falda acquifera, dove è meno spessa la zona di transizione e più rapido, a volte addirittura brusco, è il passaggio dalle portate di acqua leggermente salmastra a quelle di acqua con contenuto salino pressappoco equivalente a quello del mare. Gli aspetti qualitativi del fenomeno sono stati ampiamente verificati attraverso dati di prove di portata svolte nei pozzi attingenti alla "falda profonda" in Puglia. In questo caso, infatti, essendo la zona di transizione alla base della falda generalmente molto ampia, è molto frequente il prelievo di portate con contenuto salino dell'ordine di $2 \div 5 \text{ g/l}$, mentre si passa con grande rapidità, adottando pompaggi spinti, a contenuti salini dell'ordine di $30 \div 40 \text{ g/l}$.

5.2.4. - *Gli studi condotti dopo il 1960*

In questo periodo storico si sono registrati grandi sviluppi nella modellazione dell'interazione tra falda di acqua dolce e sottostante acqua di mare, sia adottando l'ipotesi dell'esistenza di una interfaccia netta sia considerando la dispersione dei sali.

Abbiamo visto come le condizioni di equilibrio tra falda di acqua dolce e sottostante acqua di mare siano notevolmente influenzate dalle effettive condizioni idrogeologiche dell'acquifero costiero, come nel caso in cui la circolazione idrica si svolge entro due acquiferi, uno profondo ed uno superficiale, separati da uno strato di materiale di permeabilità bassa, ma non del tutto trascurabile (fig. 5.6). Ipotizzando che la porzione di falda presente nell'acquifero profondo mostri al tetto dell'acquifero una quota piezometrica superiore a quella che la falda superficiale presenta alla base, lo strato intermedio sarà interessato da un moto di filtrazione diretto verso l'alto. Ma può accadere anche il contrario, ovvero che la falda superficiale alimenti quella profonda; in questo caso lo strato intermedio sarà interessato da un moto di filtrazione diretto verso il basso. La conseguente distribuzione non idrostatica delle quote piezometriche modifica notevolmente la profondità dell'interfaccia, rispetto a quella desumibile per acquiferi omogenei.

Con l'adozione del calcolo numerico è stato possibile effettuare analisi delle condizioni di equilibrio esistenti tra falda di acqua dolce e acqua di

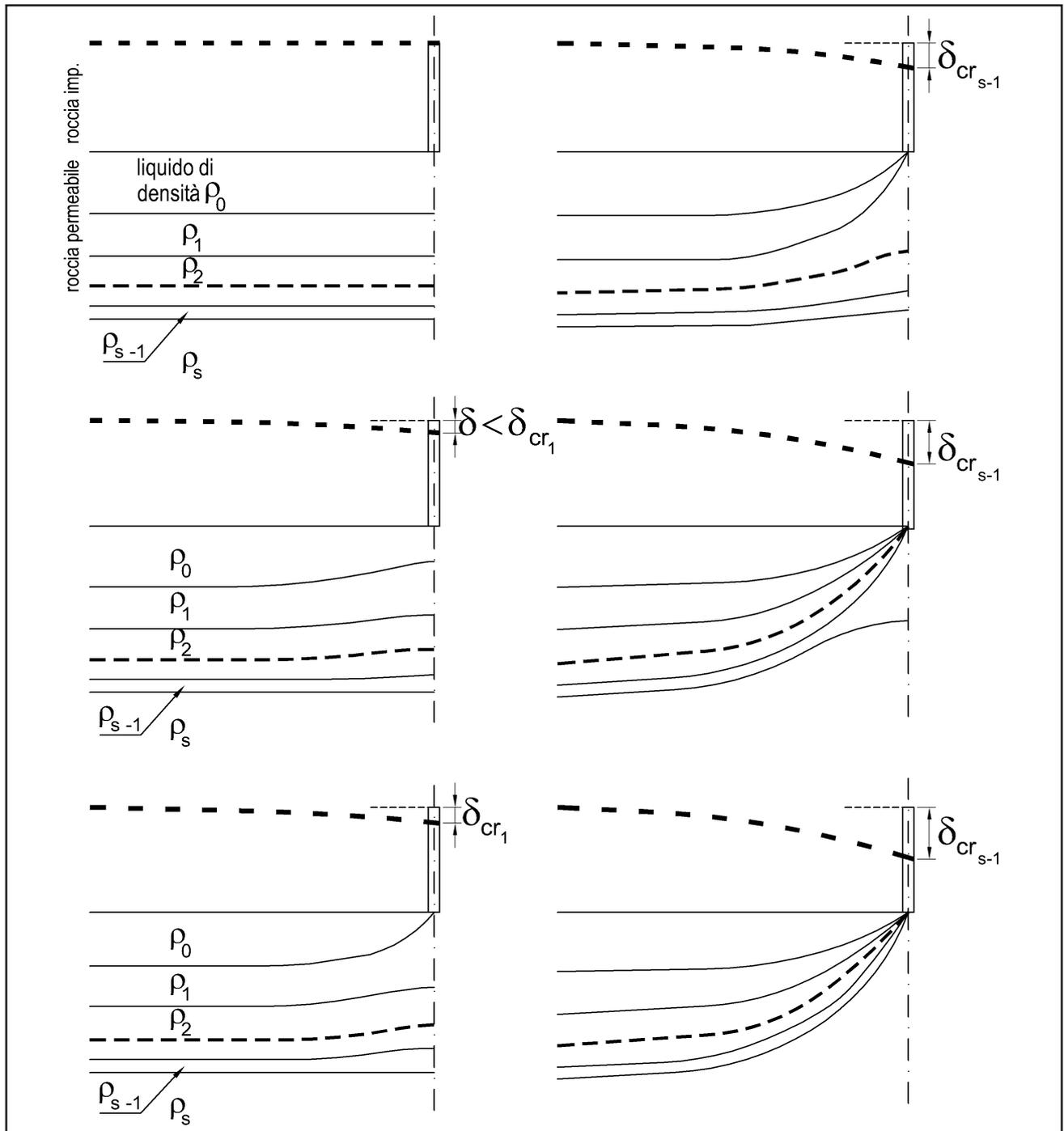


Fig. 5.5 - Formazione del cono di intrusione marina in presenza di una zona di transizione dove la densità dell'acqua passa gradualmente dal valore ρ_0 della falda di acqua dolce al valore ρ_s dell'acqua di mare (da ORABONA & COTECCHIA, 1959).

- Upconing in presence of a transition zone where water density gradually changes from the value ρ_0 of the fresh groundwater to that ρ_s of the salt-water (from ORABONA & COTECCHIA, 1959).

mare - sempre nell'ipotesi di esistenza di un'interfaccia netta di separazione - anche in situazioni complesse dal punto di vista geometrico e idrogeologico (VERRUJT, 1972, REILLY, *et alii*, 1987). Si tratta di analisi che consentono di studiare il moto di filtrazione sia nella falda di acqua dolce sia nel-

l'acqua di mare sottostante, separate dall'interfaccia. La presenza dell'interfaccia determina, infatti, la suddivisione dell'acquifero in due domini di filtrazione (R_1 ed R_2 in fig. 5.7), per ognuno dei quali è necessario risolvere le equazioni differenziali della filtrazione (BEAR, 1979):

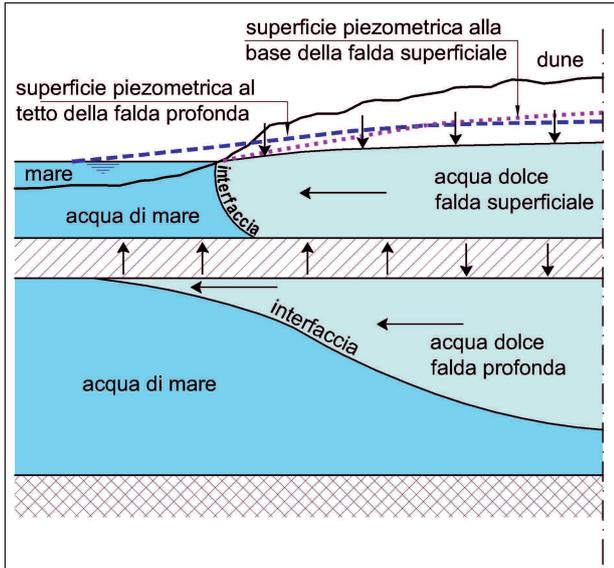


Fig. 5.6 - Intrusione marina in due acquiferi separati da un livello di bassa permeabilità (modificato da TEN HORN, 1981).
 - Seawater intrusion in two aquifers separated by a low permeability layer (modified from TEN HORN, 1981).

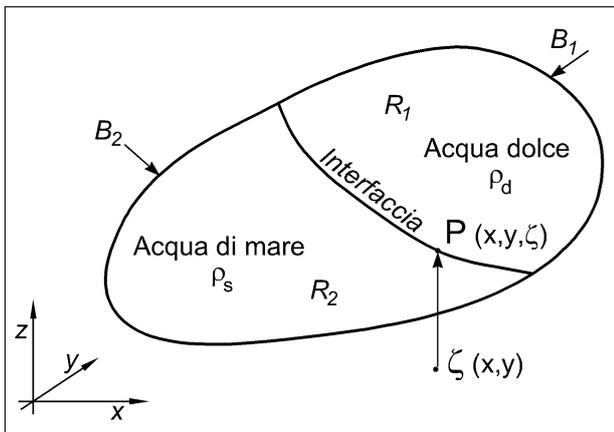


Fig. 5.7 - Suddivisione di un acquifero in due domini di filtrazione a causa della presenza dell' interfaccia di separazione acqua dolce-acqua di mare (da BEAR, 1979).
 - Subdivision of an aquifer into two groundwater flow domains due to the presence of a separation interface between fresh and salt-water (from BEAR, 1979).

$$\nabla \cdot (\underline{k}_d \cdot \nabla h_d) = S_{0d} \frac{\partial h_d}{\partial t} \quad (5.8)$$

$$\nabla \cdot (\underline{k}_s \cdot \nabla h_s) = S_{0s} \frac{\partial h_s}{\partial t} \quad (5.9)$$

dove le due porzioni di acquifero R_1 e R_2 , occupate rispettivamente dalla falda di acqua dolce e dalla sottostante acqua di mare, sono caratterizzate dai ten-

sori di permeabilità \underline{k}_d e \underline{k}_s [m/s] e dagli *specific storativity* S_{0d} e S_{0s} [m⁻¹], uguali se riferiti ad uno stesso acquifero omogeneo, mentre h_d e h_s [m] sono le quote piezometriche rispettivamente della falda di acqua dolce e della sottostante acqua di mare.

Per poter risolvere le equazioni differenziali 5.8 e 5.9 è necessario conoscere, oltre alle condizioni iniziali del moto e alle condizioni al contorno presenti sui bordi B_1 e B_2 delle due porzioni d'acquifero, anche le condizioni al contorno presenti sull'interfaccia. Queste ultime possono essere determinate osservando che, in corrispondenza dell'interfaccia, va garantita la continuità e della pressione idraulica e della portata d'acqua che vi attraversi una superficie unitaria. Queste ipotesi possono tradursi in condizioni al contorno per il moto di filtrazione che anima e la falda di acqua dolce e l'acqua di mare, quest'ultima non necessariamente in condizioni di quiete. La continuità della pressione idraulica può ad esempio essere espressa dall' "equazione dell'interfaccia" di Hubbert (5.7), mentre la portata d'acqua che attraversa l'interfaccia deve essere nulla se consideriamo l'interfaccia come bordo impermeabile per la falda di acqua dolce.

Va osservato, tuttavia, che la posizione dell'interfaccia su cui applicare le condizioni al contorno appena considerata è soluzione del problema stesso. Per risolvere il sistema composto dall'equazioni differenziali 5.8 e 5.9, con le condizioni iniziali e quelle al contorno sui bordi dei due domini di filtrazione B_1 e B_2 e sull'interfaccia, è necessario, insomma, nella maggior parte dei casi, l'applicazione di metodi numerici.

Nel paragrafo 6.3.1, come esempio delle potenzialità dei metodi di calcolo numerico basati sull'ipotesi di esistenza di una interfaccia netta, sono riassunti i risultati ottenuti dall'applicazione del codice di calcolo SALINA (IWACO), che nel caso discusso da STAKELBEEK (1999) è stato utilizzato per dimensionare un campo pozzi per il contemporaneo emungimento e immissione in un'area dunale lungo la costa del Mar del Nord nella parte occidentale dei Paesi Bassi.

La relazione di Ghyben-Herzberg prevede che, in prossimità della costa, la superficie della falda e l'interfaccia si intersechino in corrispondenza del

livello del mare (fig. 5.2). Ciò comporta uno spessore nullo della falda in prossimità della zona ove avviene il deflusso a mare, cosa evidentemente impossibile. Tale limitazione può essere superata considerando l'esistenza, oltre la linea di costa, di una porzione di acquifero entro cui avviene il deflusso a mare delle acque di falda, la cui lunghezza può essere stimata, secondo quanto propongono vari autori in letteratura (GLOVER, 1959; VAN DER VEER, 1977a, 1977b; BEAR, 1979, fig. 5.8). Nella figura 5.9 si riporta, a titolo di esempio, il reticolo di flusso presso costa, determinato da VAN DER VEER, (1977a, 1977b), nell'ipotesi di esistenza di un'interfaccia netta e acqua di mare in movimento.

Contemporaneamente allo sviluppo di ricerche per ottimizzare i modelli idraulici basati sull'ipotesi dell'esistenza di un'interfaccia netta, a partire dagli anni Sessanta del secolo scorso, sono nati i primi modelli matematici in grado di interpretare quantitativamente fenomenologie determinate dalla presenza della zona di transizione, o più in generale della stratificazione salina nell'ambito della falda, ove si possono osservare notevoli variazioni della concentrazione salina. Gli studi condotti in Puglia negli anni Sessanta e Settanta, hanno mostrato l'importanza dello studio delle modifiche di posizione, forma e spessore della zona di transizione, in rapporto alle condizioni di ricarica e alle oscillazioni del livello del mare (par. 2.3 COTECCHIA, 1977). La realizzazione in Puglia dei cosiddetti pozzi spia che, penetrando nell'acquifero, attraversano tutta la falda di acqua dolce sino a raggiungere

la sottostante acqua di mare, evidenziavano situazioni molto singolari, come l'esistenza di una zona di transizione di notevole ampiezza. Osservando, ad esempio, la stratificazione salina rilevata nel pozzo 237 EISS, eseguito in Salento negli anni Settanta (fig. 5.10), si nota una zona di transizione di spessore pari a circa 130 m, o 80 m, a seconda che la si interpreti come porzione di acquifero entro cui le acque di falda presentano una concentrazione salina superiore a 0,5 g/l, o 2,5 g/l rispettivamente. Studi più recenti hanno rilevato la presenza di zone costiere ove la stratificazione salina della falda è molto complessa, e caratterizzata da brusche variazioni di salinità, come in prossimità della sorgente Chidro (par. 4.5) e nella città di Bari (par. 15.8). A tali eterogeneità possono contribuire in modo sostanziale gli emungimenti attuati con opere di captazione.

Si è dimostrato che l'analisi della posizione e dello spessore della zona di transizione e della legge di variazione della densità al suo interno è necessaria per una migliore interpretazione della circolazione idrica sotterranea negli acquiferi costieri (par. 2.3). Quest'ultima va studiata, in particolare, alla luce degli effetti della dispersione idrodinamica (HENRY, 1959, 1964), illustrata nel paragrafo 5.3. Nel periodo storico sin qui citato sono state poste le basi degli attuali approcci all'analisi della circolazione idrica sotterranea per falde che presentano densità variabile e zona di transizione notevole verso la sottostante acqua di mare.

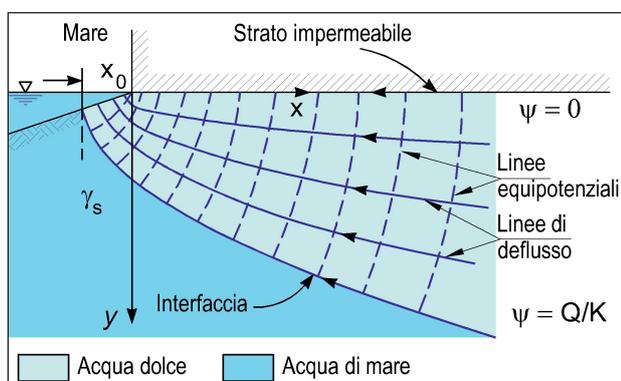


Fig. 5.8 - Reticolo di flusso relativo ad una falda di acqua dolce in prossimità della costa ed in presenza di acqua di mare intrusa nel continente (da GLOVER, 1959).

- Flow net of a fresh groundwater in proximity of the coast and in the presence of intruded seawater (from GLOVER, 1959).

5.2.4.1. - Alcune soluzioni analitiche avanzate dal Prof. Van Dam in ipotesi di validità della relazione di Ghyben-Herzberg

Nelle ricerche sulle condizioni di equilibrio tra falda di acqua dolce e sottostante acqua di mare, grande importanza hanno rivestito i "Sea Water Intrusion Meeting" (SWIM), organizzati per la prima volta nel 1968 dal Prof. Dr. W. Richter e tuttora attivi (AA. VV., 1968).

Nell'ambito degli SWIM (cap. 6) furono presentate, in particolare, rilevanti trattazioni che avanzavano soluzioni analitiche per determinare la posizione dell'interfaccia. In proposito va ricordato

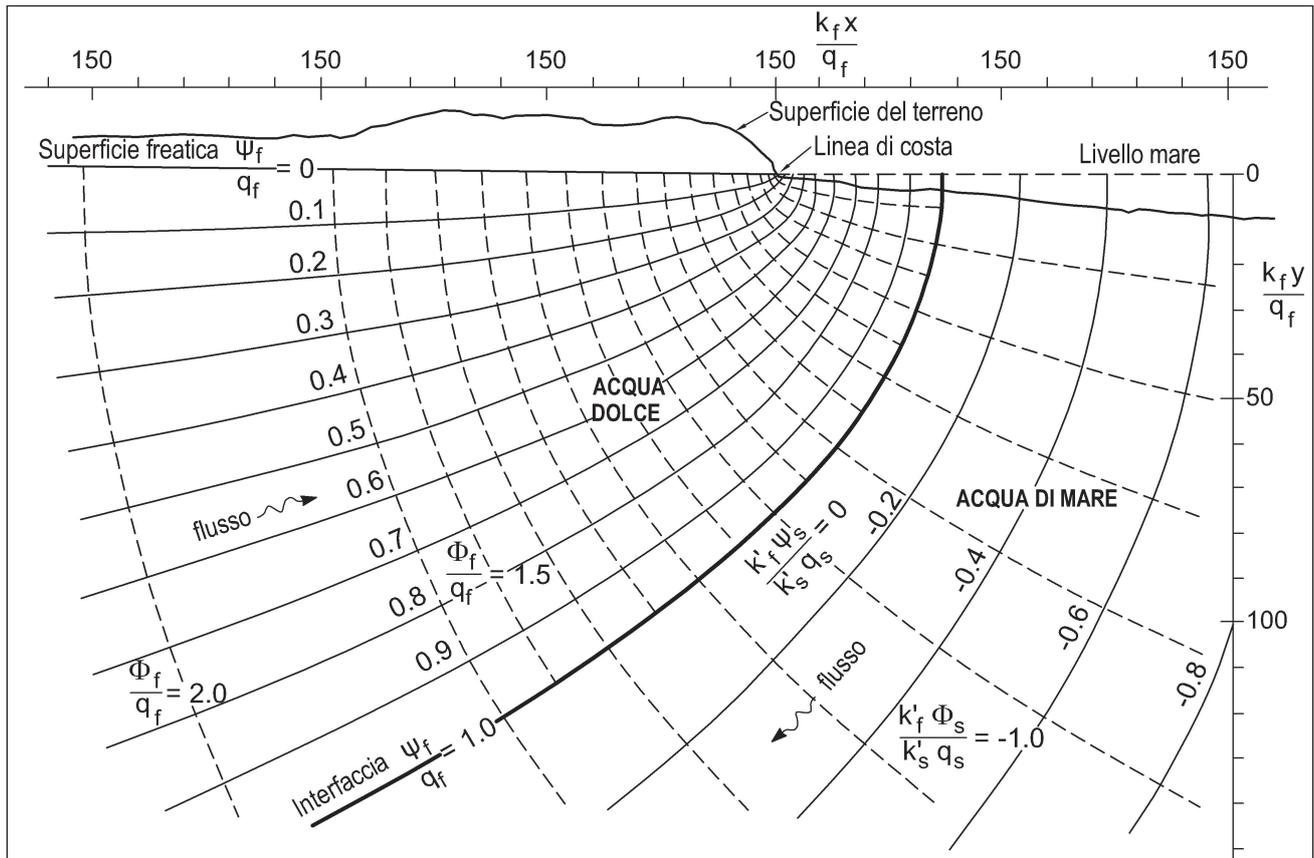


Fig. 5.9 - Reticolo di flusso di una falda di acqua dolce e della sottostante acqua di mare in prossimità della costa (da VAN DER VEER, 1977b).
 - Flow net of fresh groundwater and the underlying seawater in proximity to the coast (from VAN DER VEER, 1977b).

il contributo scientifico del prof. Van Dam, della Technische Hoegeshool di Delft, che prese parte agli incontri sin dal 1968. Questi, scomparso nel 2004, è stato ricordato nel 19° SWIM (1st SWIM-SWICA), organizzato dal prof. Giovanni Barrocu dell'Università di Cagliari e dal dott. Clifford Voss dell'U.S. Geological Survey e tenutosi a Cagliari nel 2006 (OLSTHOORN, 2006).

La relazione di Ghyben-Herzberg consente di determinare lo spessore della falda d'acqua dolce a partire dalla conoscenza, in ipotesi di regime idrostatico, della sua quota piezometrica (misurata rispetto al livello del mare). Applicando l'equazione di Darcy e il principio di conservazione della massa è possibile, tuttavia, relazionare tale spessore anche al coefficiente di permeabilità e alla portata d'acqua dolce che interessa l'acquifero (VAN DAM, 1974). Di seguito si illustrano le soluzioni ricavate dal prof. Van Dam in due casi particolari di *acquifero confinato e freatico*. Queste, essendo ricavate in ipotesi di validità della relazione di Ghyben-Herzberg,

sono sì approssimate, specie in prossimità della costa, ma ben evidenziano il ruolo delle analisi quantitative dell'equilibrio acqua dolce-acqua di mare per individuare le modalità che governano la circolazione idrica sotterranea.

Acquifero Confinato

Nel caso di acquifero confinato, dove (fig. 5.11):

- H [m]: è la profondità dell'interfaccia, misurata rispetto al tetto dell'acquifero;
- A [m]: è la profondità del tetto dell'acquifero, misurata rispetto al livello del mare;
- t [m]: è la quota piezometrica della falda misurata rispetto al livello mare;
- q_0 [$m^3/(ms)$]: la portata della falda di acqua dolce che interessa uno spessore unitario di acquifero;
- x [m]: la distanza alla quale si vuol determinare lo spessore della falda d'acque dolce, qui assunta nulla quando la lente di acqua dolce ha spessore nullo;
- k [m/s]: coefficiente di permeabilità dell'acquifero;
- ρ_s, ρ_d [kg/m^3]: densità rispettivamente dell'acqua

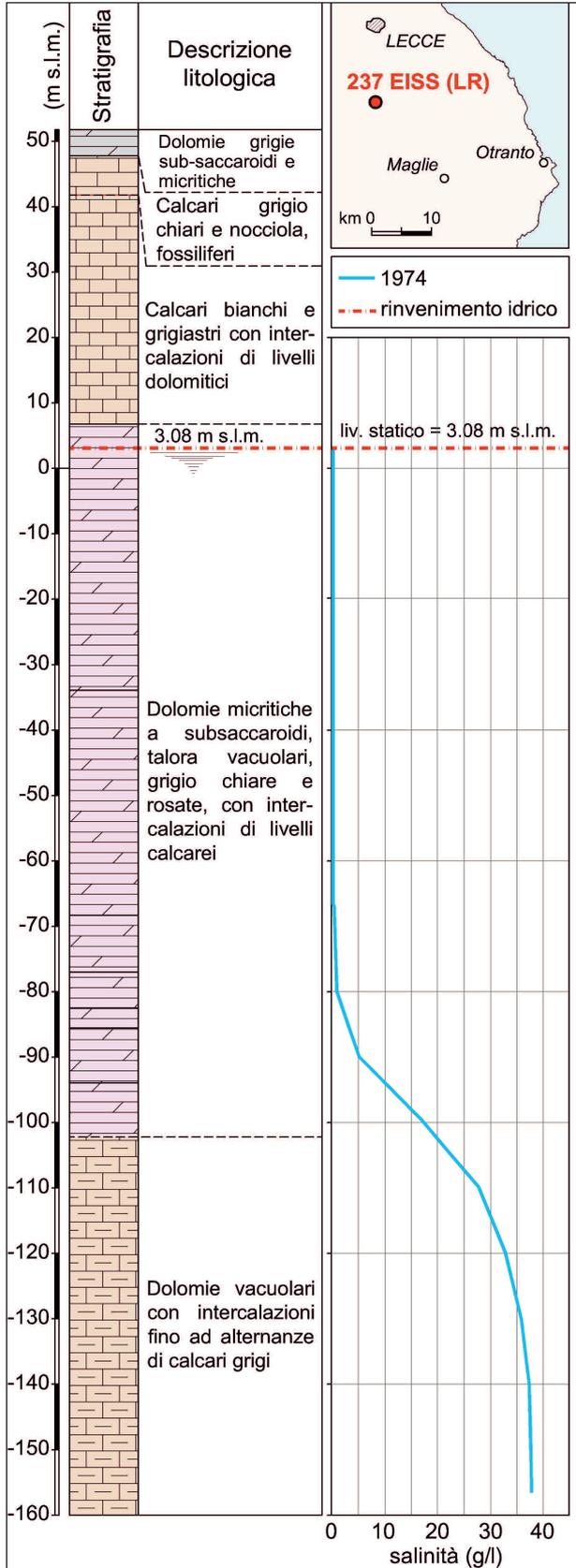


Fig. 5.10 - Stratificazione salina rinvenuta negli anni '70 nel pozzo spia 237 EISS (LR) indicante un notevole spessore della zona di transizione.
 - Salinity log observed during the 1970s in the observation well 237 EISS (LR) showing a high thickness of the transition zone.

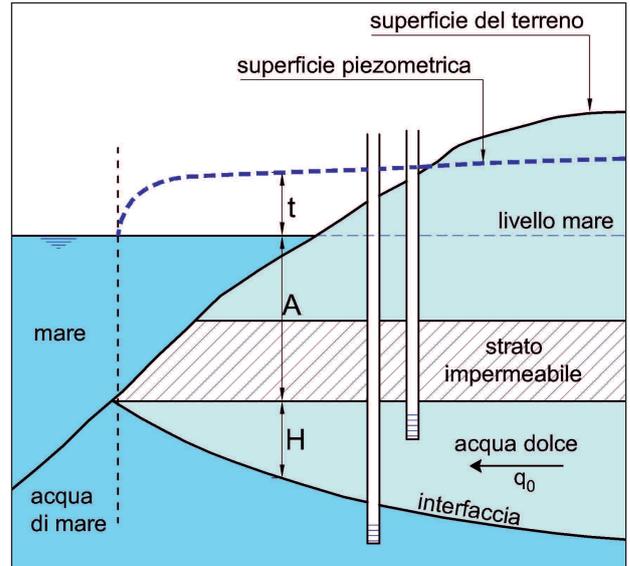


Fig. 5.11 - Intrusione marina in acquifero confinato costiero (mod., da VAN DAM, 1974).

- Seawater intrusion in a confined coastal aquifer (modified from VAN DAM, 1974).

di mare e dell'acqua dolce di falda; si ha (VAN DAM, 1974):

$$H[m] = \sqrt{\frac{2q_0x}{k\left(\frac{\rho_s - \rho_d}{\rho_d}\right)}} \quad (5.10)$$

$$t [m] = (H + A) \left(\frac{\rho_s - \rho_d}{\rho_d}\right) \quad (5.11)$$

L'equazione (5.11) è una diretta conseguenza della relazione di Ghyben-Herzberg (5.3), mentre la (5.10) fornisce alcune interessanti informazioni sul legame esistente tra portata e profondità dell'interfaccia. Essa, in particolare, evidenzia come lo spessore della lente d'acqua dolce H sia direttamente proporzionale alla radice quadrata tanto della portata q_0 quanto della distanza x . Per poter meglio cogliere il significato di tale circostanza consideriamo un esempio numerico.

Prendiamo in considerazione un acquifero confinato di spessore unitario, caratterizzato da un coefficiente di permeabilità $k = 10^{-2}$ cm/s e interessato da una portata di acqua dolce di falda $q_0 = 5 \times 10^{-5}$ m²/s. Essendo l'acquifero confinato, la portata d'acqua si manterrà costante sino al deflusso a mare. Per la (5.10) si avrà quindi che lo spessore della lente di acqua dolce subirà, in prossimità della costa, una di-

minuzione secondo la legge:

$$H = \sqrt{\frac{2 \times 5 \times 10^{-5} \times x}{\frac{10^{-4}}{33}}} = \sqrt{33x} \quad (5.12)$$

rappresentata nella figura 5.12 insieme al caso di acquifero freatico, che tratteremo in seguito. Si osserva, quindi, che a 50 m e 500 m di distanza dalla costa, lo spessore della lente di acqua dolce è pari rispettivamente a 40 e 130 m circa. Lo spessore della falda aumenta quindi di circa tre volte se la distanza dalla costa si decuplica. È evidente che lo spessore della falda di acqua dolce aumenta più rapidamente in prossimità della costa. Infine, ipotizzando un dimezzamento della portata q_0 , si ottiene, alle distanze dalla costa prima considerate, uno spessore della lente di acqua dolce pari rispettivamente a circa 28 m e 90 m. Quindi lo spessore della lente di acqua dolce si riduce di circa il 41% per un dimezzamento della portata, ad esempio in conseguenza di emungimenti.

Acquifero Freatico

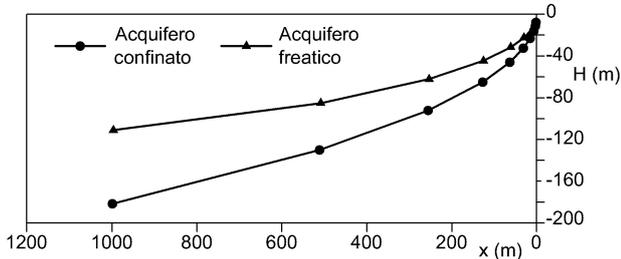


Fig. 5.12 - Legge di variazione dello spessore di una falda di acqua dolce galleggiante su acqua di mare determinata in ipotesi di validità della relazione di Ghyben-Herzberg: confronto tra il caso di acquifero confinato con quello di acquifero freatico condotto assumendo un coefficiente di permeabilità $k=10^{-2}$ cm/s ed una portata di efflusso a mare pari a 5×10^{-5} m²/s. - Variation law of the thickness of fresh groundwater floating upon salt-water, in the assumption of validity of the Ghyben-Herzberg relationship: comparison between a confined and an unconfined aquifer, assuming a permeability coefficient $k=10^{-2}$ cm/s and an outflow to the sea equal to 5×10^{-5} m²/s.

Interessanti sono anche le trattazioni sviluppate da VAN DAM (1974) per gli acquiferi freatici, dove, in varie condizioni geometriche e idrogeologiche, si determina lo spessore della lente di acqua dolce in funzione della ricarica proveniente dalla superficie. Nel caso di acquiferi freatici va infatti considerato il variare della loro alimentazione procedendo verso la costa.

Consideriamo ad esempio l'acquifero freatico

schematicamente rappresentato nella figura 5.13, che presenta uno spessore unitario nella direzione ortogonale a quella di rappresentazione, ed è interessato da una ricarica efficace dovuta alle piogge, uniformemente distribuita e pari a f [m³/(m²·s)], portata d'acqua che ricarica l'acquifero su una superficie di un m² (VAN DAM, 1974, 1999). In tali condizioni, supponendo che la lunghezza dell'acquifero misurata nella direzione ortogonale alla costa sia pari ad L [m], che rappresenta quindi la distanza tra le due spiagge dove avviene il riversamento a mare delle acque dolci di falda, la ricarica efficace totale per unità di spessore dell'acquifero è pari ad fL [m³/(m·s)]. In condizioni stazionarie, per la legge di conservazione della massa, essa è pari alla portata defluente in mare per un tratto di costa di sviluppo pari a 1 m, ripartita a metà lungo le due spiagge. A partire dalla spiaggia e procedendo verso l'interno si osserva poi che la portata d'acqua dolce si riduce sino ad assumere valore nullo in corrispondenza dello spartiacque sotterraneo. La portata d'acqua dolce che interessa l'acquifero è quindi pari a $0,5fL$ in prossimità della costa e nulla in corrispondenza dello spartiacque, ove è nulla anche la cadente piezometrica della falda, essendo qui la superficie piezometrica a tangente orizzontale. Sotto tali condizioni il massimo

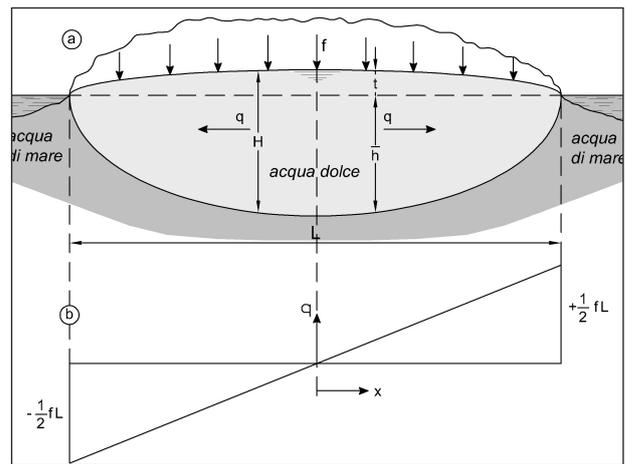


Fig. 5.13 - Intrusione marina in un acquifero freatico costiero costituito da un'isola di lunghezza indefinita nella direzione trasversale: a) variazione di spessore della falda di acqua dolce; b) variazione della portata al variare della distanza dalla costa nell'ipotesi di ricarica "f" uniformemente distribuita (da VAN DAM, 1999).

- Seawater intrusion in a coastal unconfined aquifer consisting of an island of indefinite length in transversal direction: a) variation in thickness of fresh groundwater; b) discharge variation with the distance from the coast, in the hypothesis of a uniformly distributed recharge "f" (from VAN DAM, 1999).

spessore della lente d'acqua dolce, che è la somma della quota piezometrica t della falda rispetto al livello mare e della profondità dell'interfaccia sotto il livello mare, si ha nel centro della penisola, e vale (VAN DAM, 1974, 1999):

$$H \text{ [m]} = \bar{h} + t = L \sqrt{\frac{1 + \left(\frac{\rho_s - \rho_d}{\rho_d} \right) f}{4k \left(\frac{\rho_s - \rho_d}{\rho_d} \right)}} \quad (5.13)$$

È evidente che il massimo spessore della lente di acqua dolce è direttamente proporzionale alla larghezza della penisola e alla radice quadrata della ricarica efficace. A parità di ricarica efficace si ha, quindi, che lo spessore della lente di acqua dolce aumenta se si distanziano le due spiagge. Tale concetto è stato di riferimento nel paragrafo 2.4 per dimostrare che la riduzione di distanza tra la costa ionica e quella adriatica del Salento, sviluppatasi a partire dall'ultima trasgressione post-glaciale, ha comportato una significativa riduzione dello spessore della falda profonda cretacea salentina.

Per comprendere le differenze tra le condizioni d'equilibrio in un acquifero confinato e in uno freatico, può essere utile applicare l'equazione (5.13) a un caso di acquifero freatico che presenti stesso coefficiente di permeabilità e stessa portata di deflusso a mare dell'acquifero confinato considerato nell'esempio precedente. Supponiamo, quindi, che per un acquifero che presenti le condizioni idrogeologiche rappresentate in figura 5.12 la portata di efflusso a mare valga $q_0 = 5 \times 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$, e il coefficiente di permeabilità sia pari a $k = 10^{-2} \text{ m/s}$. Per determinare la ricarica efficace f , basti osservare che:

$$q_0 \text{ [m}^3/\text{m}\cdot\text{s}] = 1/2fL \quad (5.14)$$

quindi, fissando a titolo di esempio una lunghezza della penisola pari $L=2 \text{ km}$, si ottiene:

$$f = 2q_0/L = 5 \times 10^{-8} \text{ m}^3/(\text{m}^2\text{s}). \quad (5.15)$$

In simili condizioni, lo spessore della lente di acqua dolce al centro della penisola, ossia ad una distanza dalla costa pari a 1.000 m, vale, per l'equazione 5.13, $H \approx 130 \text{ m}$. Nella figura 5.12 è rappresentata la variazione dello spessore della falda al variare della distanza dalla costa. È evidente che a parità di di-

stanza dalla costa, di portata di efflusso a mare e di coefficiente di permeabilità, una falda confinata presenta uno spessore maggiore di una falda freatica. Il risultato non deve sorprendere in quanto la portata d'acqua dolce che interessa un acquifero confinato si mantiene costante procedendo verso l'interno del continente, mentre si riduce in caso di acquifero freatico, come rappresentato in figura 5.13.

L'equazione 5.13 indica inoltre che una qualsiasi riduzione della ricarica efficace, prodotta ad esempio da una riduzione delle piogge e/o dall'estrazione di acque sotterranee su scala regionale, produce una corrispondente riduzione di spessore della lente di acqua dolce. Se immaginiamo una riduzione della ricarica efficace del 20-50%, lo spessore della lente di acqua dolce in corrispondenza dello spartiacque si riduce del 10-40% circa. Riducendo ulteriormente la ricarica netta, ossia la differenza tra la ricarica efficace e gli emungimenti, si ha un assottigliamento progressivo della lente d'acqua dolce, sino ad arrivare al suo annullamento, quando gli emungimenti uguagliano la ricarica efficace. È evidente che, nell'ipotesi di concentrare gli emungimenti presso costa, ad esempio captando le acque sotterranee in prossimità delle sorgenti, non si avrà nessun sollevamento dell'acqua di mare nel continente, a monte del punto ove avviene il prelievo. In linea teorica sarebbe possibile captare tutta la ricarica, per metà lungo le due spiagge, senza modificare in alcun modo l'equilibrio tra acqua dolce e acqua di mare nel continente. Si tratta di un principio fondamentale che dovrebbe ispirare la valorizzazione delle sorgenti costiere come fonti di approvvigionamento idrico.

Sempre con riferimento all'acquifero freatico schematizzato in figura 5.13, è possibile eseguire una stima del tempo necessario per passare da una condizione di filtrazione stazionaria, per la quale si determina una particolare configurazione dell'equilibrio tra la falda d'acqua dolce e la sottostante acqua di mare, ad un'altra, in seguito di un processo transitorio connesso ad una variazione della ricarica efficace. Ciò consente ad esempio di valutare, dopo avere applicato un dato regime di emungimento, il tempo necessario per il raggiungimento di nuove condizioni stazionarie.

È possibile, a tal riguardo, definire il tempo ca-

ratteristico T (VAN DAM, 1999):

$$T [s] = \Delta V / q_a \quad (5.16)$$

quale misura della scala temporale, dove $\Delta V [m^3]$ è la variazione di volume di acqua salata nell'acquifero che si genera in corrispondenza di una variazione della portata dell'acqua dolce di falda pari a $q_a [m^3/s]$. Una qualsiasi variazione di portata d'acqua che interessi l'acquifero determina, infatti, uno spostamento dell'interfaccia, che può svilupparsi solo a seguito dello spostamento di un determinato volume di acqua di mare. Nel caso in cui l'interfaccia subisca un sollevamento, ad esempio a causa degli emungimenti, il volume di acqua dolce perso a causa della conseguente riduzione di spessore della falda è sostituito da acqua di mare di intrusione continentale. Viceversa, un abbassamento dell'interfaccia, in seguito, ad esempio, ad una ricarica artificiale dell'acquifero, determina l'espulsione dall'acquifero del corrispondente volume di acqua di mare.

Il tempo caratteristico presenta una certa importanza, in quanto è dimostrato che il periodo di tempo necessario a raggiungere una nuova condizione stazionaria in seguito allo spostamento del volume ΔV di acqua salata, può essere espresso come un multiplo di T , in genere pari a 2 o 3 volte (VAN DAM, 1999).

Se immaginiamo una riduzione di ricarica efficace tale che da $f [m^3/(m^2s)]$ si passi ad esempio a $f' < f$, la variazione di portata della falda di acqua dolce espressa per metro lineare di acquifero sarà pari a:

$$q_a [m^3/(ms)] = (f-f')L \quad (5.17)$$

per cui il tempo caratteristico vale:

$$T [s] = \Delta V / (f-f')L, \quad (5.18)$$

e può essere espresso come:

$$T = \frac{\frac{\pi}{4} nL \left[\frac{(1+n)}{4k(\rho_s - \rho_d)} \right]^{1/2}}{(f^{1/2} + f'^{1/2})} \quad (5.19)$$

dove n è la porosità del mezzo.

Nel caso dell'acquifero freatico succitato, ad esempio, un dimezzamento della portata comporta un nuovo spessore della lente di acqua dolce pari a $H \approx 90$ m, a fronte di uno spessore iniziale pari a circa 130 m, con una riduzione del 40% circa.

Nel centro della penisola l'interfaccia subisce quindi un sollevamento pari a 40 m circa, che richiede l'ingresso di acque marine nel continente che vadano a colmare il volume di acqua dolce perso. Il tempo necessario affinché l'interfaccia subisca questo sollevamento sarà pari a $2 \div 3 T$, ossia, per l'equazione 5.19, a $8 \div 12$ anni circa, se si ipotizza una porosità del mezzo pari a $n=0,1$. Dall'equazione 5.16 è possibile stimare il volume d'acqua salata che andrà a sostituire quello di acqua dolce di falda perso, pari a circa $6.000 m^3/m$, nel caso in questione.

Si osservi infine che nei due esempi prima delineati, in linea con i limiti di validità della relazione di Ghyben-Herzberg, lo spessore della lente di acqua dolce in corrispondenza della linea di spiaggia è nullo. La lunghezza x_0 della porzione di acquifero entro cui le acque di falda defluiscono in mare (fig. 5.8) può stimarsi con la relazione (GLOVER, 1959; VAN DER VEER, 1977a, 1977b; BEAR, 1979):

$$x_0 = \frac{q}{2k} \left(\frac{\rho_d}{\rho_s - \rho_d} \right) \quad (5.20)$$

che nel caso in esame fornisce $x_0 \approx 8$ m.

5.3. - IL RUOLO DELLA DISPERSIONE IDRODINAMICA NELLO STUDIO DELL'EQUILIBRIO ACQUA DOLCE - ACQUA DI MARE

5.3.1. - *Fondamenti*

Consideriamo il flusso di un liquido che si sviluppi nella zona satura di un mezzo permeabile e supponiamo che tale liquido contenga una certa massa di sale. A causa del fenomeno della "dispersione idrodinamica", il sale tende gradualmente ad occupare porzioni sempre maggiori del dominio interessato dalla filtrazione del fluido.

Per comprendere le dinamiche alla base della dispersione idrodinamica, non basta descrivere il moto con l'utilizzo della velocità media di Darcy, ma occorre analizzare le caratteristiche del moto su scala microscopica, ove vi è una variazione dei vettori velocità di filtrazione effettiva. La velocità effettiva assume, infatti, valore nullo in corrispondenza della superficie della matrice solida e valore massimo nel punto intermedio, variando tra questi

massimo nel punto intermedio, variando tra questi estremi secondo una legge approssimativamente parabolica (fig. 5.14a). La tortuosità dei percorsi comporta poi una variazione della direzione dei vettori di velocità di filtrazione effettiva rispetto alla direzione media del flusso descritta dalla legge di Darcy (fig. 5.14b). Lo spostamento del sale determinato dalle variazioni del vettore velocità, considerato a livello microscopico, è denominato “dispersione meccanica” e può svilupparsi sia in condizioni di moto laminare, ove la filtrazione segue la legge di Darcy, sia in condizioni di moto turbolento, dove va aggiunto un ulteriore contributo al mescolamento (BEAR, 1979).

Il trasporto dei sali può avvenire, oltre che per dispersione meccanica, anche per diffusione molecolare. Questa determina un ulteriore flusso di soluto connesso al gradiente della concentrazione, che determina un trasporto di sali tra linee di flusso adiacenti (fig. 5.14c).

L'insieme della dispersione meccanica e della diffusione molecolare determina il fenomeno della dispersione idrodinamica. In realtà, in gran parte dei casi che esamineremo, la diffusione molecolare è trascurabile, in quanto nel campo di variabilità delle velocità di filtrazione che caratterizzano il flusso della falda negli acquiferi regionali, il fenomeno della dispersione meccanica è di gran lunga preponderante (COTECCHIA, 1963), tanto che molto spesso si parla di dispersione idrodinamica per indicare la sola dispersione meccanica.

Rimandando alla letteratura scientifica per la puntuale descrizione fisico-matematica del fenomeno della dispersione idrodinamica (BEAR, 1979; GIURA *et alii*, 1992; GAMBOLATI *et alii*, 1999; VOSS & PROVOST, 2003), ne richiameremo solo gli elementi fondamentali.

Attraverso l'applicazione del principio di conservazione della massa di sale, che qui riteniamo per semplicità non sottoposta a processi di interazione con la matrice rocciosa, in una fase liquida permeante un acquifero saturo, si ottiene l'equazione differenziale della dispersione idrodinamica:

$$\frac{\partial(n\rho c)}{\partial t} = -\nabla \cdot (\varepsilon \rho c \underline{v}) + \nabla \cdot [\varepsilon \rho (D_m \underline{I} + \underline{D}) \cdot \nabla c] + Q_p c^* \quad (5.21)$$

dove:

n [-] = porosità del mezzo;

c [kg/kg] = concentrazione dei sali;

ρ [kg/m³] = densità della fase liquida di concentrazione in sali c ;

\underline{v} [m/s] = vettore velocità di filtrazione;

D_m [m²/s] = coefficiente di diffusività molecolare;

\underline{I} [-] = tensore identità;

\underline{D} [m²/s] = tensore di dispersione;

Q_p [kg/(m³s)] = Portata delle sorgenti;

c^* [kg/kg] = concentrazione di sali delle sorgenti;

La soluzione del problema si ottiene accoppiando all'equazione della dispersione idrodinamica (5.21) quella della filtrazione, espressa per il caso generale in cui la densità della fase liquida è variabile in funzione della concentrazione dei sali.

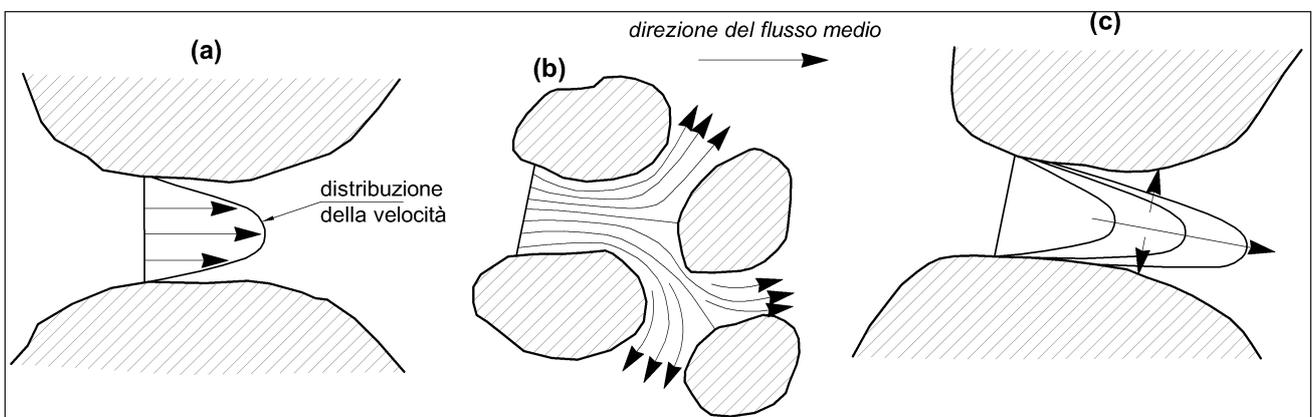


Fig. 5.14 - Fenomeno della dispersione idrodinamica: a) variazione del modulo della velocità di filtrazione effettiva; b) variazione della velocità di filtrazione effettiva che determina il fenomeno della dispersione meccanica; c) spostamento del soluto per diffusione molecolare tra linee di flusso adiacenti (da BEAR, 1979).

– Hydrodynamic dispersion: a) variation of the effective flow velocity module; b) variation of the effective flow velocity, causing the phenomenon of mechanical dispersion; c) salt displacement by molecular dispersion between adjacent flow lines (from BEAR, 1979).

Con particolare riferimento al mezzo saturo, questa è dunque esprimibile nella forma:

$$\rho S_{op} \frac{\partial p}{\partial t} + n \frac{\partial \rho}{\partial c} \frac{\partial c}{\partial p} - \nabla \cdot \left[\left(\frac{k\rho}{\mu} \right) \cdot (\nabla p - \rho \underline{g}) \right] = Q_p \quad (5.22)$$

dove:

S_{op} [ms²/kg] = Specific pressure storativity;

p [Pa] = pressione idraulica;

\underline{k} [m²] = $\underline{K} \mu / \rho g$ = tensore della permeabilità intrinseca, con \underline{K} [m/s] tensore della permeabilità;

μ [kg/(m/s)] = viscosità della fase fluida;

Q_p [kg/(m³s)] = portata delle sorgenti.

La funzione che esprime la densità della fase fluida al variare della concentrazione dei sali può essere scritta, con buona approssimazione, nella forma:

$$\rho(c) = \rho_0 + \frac{\partial \rho}{\partial c} (c - c_0) \quad (5.23)$$

dove:

c_0 [kg/kg] = concentrazione iniziale dei sali;

ρ_0 [kg/m³] = valore iniziale della densità, corrispondente al valore c_0 della concentrazione dei sali;

c [kg/kg] = concentrazione dei sali in corrispondenza della quale si vuole determinare il valore della densità.

$\frac{\partial \rho}{\partial c}$ [kg/m³] = variazione della densità della fase

liquida corrispondente ad una variazione unitaria di concentrazione dei sali, che, nel caso di miscelamento tra acqua dolce di falda e acqua di mare, può assumersi pari a 700 kg/m³ (VOSS & PROVOST, 2003).

Il sistema costituito dalle due equazioni differenziali accoppiate 5.21 e 5.22 e dall'equazione di stato 5.23, può essere risolto, note le condizioni iniziali e le condizioni al contorno, con metodi di calcolo numerico alle differenze finite o agli elementi finiti, oggi anche con analisi di tipo tridimensionale e per qualsivoglia condizioni geometriche ed idrogeologiche. Tale interpretazione consente di risolvere problemi a carattere sia regionale, ad esempio le modifiche di forma e posizione della zona di transizione dovute agli emungimenti attuati su scala regionale, sia locale, ad esempio il problema connesso al *salt-water upconing*.

5.3.2. - I coefficienti di dispersione idrodinamica

La soluzione dell'equazione differenziale (5.21) richiede la conoscenza dei coefficienti di dispersione idrodinamica, in particolare dei coefficienti di dispersione meccanica e del coefficiente di diffusività molecolare. Il tensore contenente i coefficienti di dispersione meccanica è definito assegnando i coefficienti di dispersione longitudinale d_L e trasversale d_T (fig. 5.15), funzione sia della dispersione longitudinale α_L [m] e trasversale α_T [m] della matrice solida, sia della velocità di filtrazione v [m/s] (BEAR, 1979; VOSS & PROVOST, 2003):

$$d_L \text{ [m}^2\text{/s]} = \alpha_L v, \quad (5.24)$$

$$d_T \text{ [m}^2\text{/s]} = \alpha_T v. \quad (5.25)$$

In generale, in funzione delle dimensioni che caratterizzano le tortuosità e le eterogeneità presenti nei mezzi permeabili, i coefficienti di dispersione della matrice solida possono variare tra valori il cui ordine di grandezza è della dimensione dei granuli, negli acquiferi sabbiosi, sino ad arrivare all'ordine di grandezza di metri o centinaia di metri, negli acquiferi fratturati ed eterogenei.

Il coefficiente di dispersione molecolare apparente, nel caso dell'acqua di mare, può essere assunto pari a circa 10⁻⁹ m²/s, valore molto inferiore a quello desumibile dalle equazioni 5.24 e 5.25 per i coefficienti di dispersione meccanica, tranne in caso di moti di filtrazione molto lenti.

Per comprendere il diverso significato che la di-

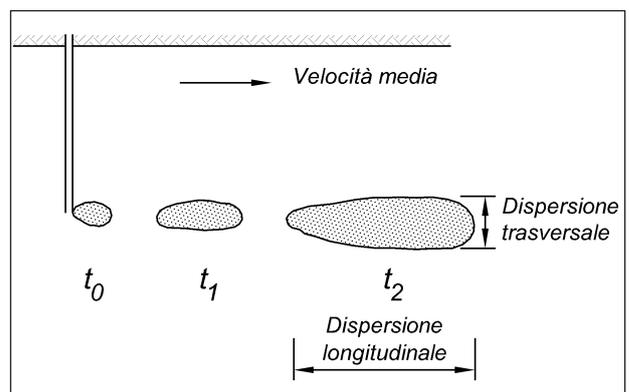


Fig. 5.15 - Dispersione di una marcatura puntiforme di un tracciante in un acquifero con indicazione delle direzioni in cui avviene la dispersione meccanica in funzione della direzione della velocità media della filtrazione (da GIURA et alii, 1992).

- Dispersion of the marker of a tracer in an aquifer, showing the directions where mechanical dispersion occurs in dependence of the mean velocity of groundwater flow (from GIURA et alii, 1992).

spersione meccanica e la diffusione molecolare hanno nei casi reali, è utile richiamare le sperimentazioni effettuate da BEAR & BACHMAT (1966) e SAFFMAN (1960), e riportate da BEAR (1979), in cui i due fenomeni sono analizzati separatamente. Gli esperimenti sono stati condotti in colonne contenenti un mezzo permeabile per porosità, saturato con un fluido contenente un soluto con una concentrazione costante nota, entro cui è stato immerso un altro fluido in cui il soluto presenta una concentrazione diversa. L'esperimento è stato descritto analiticamente in funzione dei seguenti parametri:

- D_{hL} [m²/s] = coefficiente di dispersione idrodinamica longitudinale, somma del coefficiente di di-

- D_d [m²/s] = coefficiente di diffusione molecolare;
- P_e [-] = $\nu d/D_d$ = numero di Peclet, ove ν [m/s] è la velocità di filtrazione e d [m] la lunghezza caratteristica dei vuoti ove avviene la filtrazione;
- δ [m] = raggio idraulico dei vuoti entro cui avviene il moto.

La figura 5.16a riassume i risultati sperimentali ottenuti dai due autori e quelli rinvenibili dalla soluzione analitica del problema, attraverso la rappresentazione dell'andamento del rapporto D_{hL}/D_d in funzione del numero di Peclet, per diversi valori del raggio idraulico. Gli esperimenti eseguiti

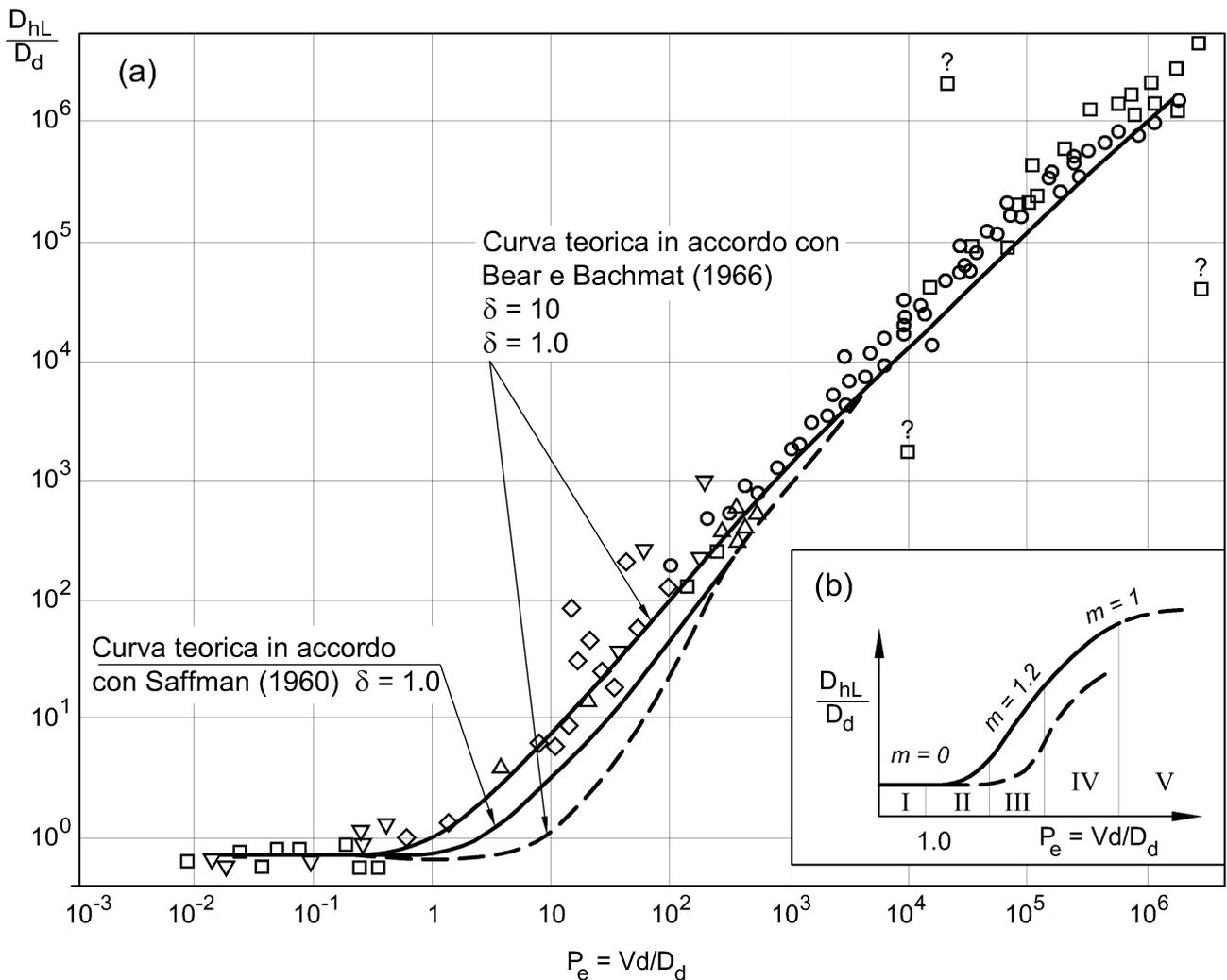


Fig. 5.16 – Andamento del rapporto tra il coefficiente di dispersione idrodinamica longitudinale D_{hL} e il coefficiente di diffusione molecolare D_d al variare del numero di Peclet Pe , per diversi valori del raggio idraulico δ : a) confronto tra curve teoriche e risultati sperimentali; b) individuazione delle cinque zone (I, II, III, IV e V) a comportamento differente discusse nel testo.

– Trend of the ratio between the coefficient of longitudinal hydrodynamic dispersion D_{hL} and the coefficient of molecular diffusion D_d with the variation of the Peclet number Pe , for different values of the hydraulic radius δ : a) comparison between theoretical curves and experimental results; b) identification of the five zones (I, II, III, IV and V) at different behavior, as discussed in the text.

dimostrano innanzitutto che vi è un buon accordo tra quanto previsto dai modelli matematici e quanto determinato sperimentalmente. Inoltre, sono state individuate 5 zone a comportamento profondamente differente (fig. 5.16b):

- La zona I è caratterizzata da velocità di filtrazione quasi nulle (acque stagnanti). In tale zona il numero di Peclet tende a zero e il fenomeno predominante è la diffusione molecolare. In caso di velocità nulle (acqua ferma) la diffusione molecolare è l'unico fenomeno presente. In tali condizioni lo spostamento del sale avviene in tempi molto lunghi ed è legato esclusivamente al gradiente della concentrazione e al coefficiente di diffusione molecolare;

- La zona II è caratterizzata da un numero di Peclet compreso tra circa 0,4÷5. In tale zona i due fenomeni sono dello stesso ordine di grandezza. Ciò avviene per moti di filtrazione molto lenti, in cui la velocità di filtrazione è in genere inferiore a quella che caratterizza la circolazione idrica sotterranea negli acquiferi naturali;

- La zona III è caratterizzata da un rapporto $D_{hL}/D_d = \alpha Pe^m$, con $\alpha \approx 0,5$ ed $1 < m < 1,2$; vi è predominanza della dispersione meccanica. La diffusione molecolare, comunque, non è trascurabile.

- La zona IV è caratterizzata da un rapporto: $D_{hL}/D_d \approx 1,8Pe$. Esiste una diretta proporzionalità tra il coefficiente di dispersione idrodinamica longitudinale e il numero di Peclet. Siamo nel campo dei normali moti di filtrazione aventi parte, in genere, negli acquiferi naturali, in cui è valida la legge di Darcy. Il coefficiente di dispersione idrodinamica longitudinale è da mille a circa un milione di volte maggiore di quello di diffusione molecolare. La dispersione può quindi ritenersi solo meccanica.

- La zona V è ancora caratterizzata dalla sola dispersione meccanica. In essa, però, la velocità di filtrazione è talmente elevata che i fenomeni di inerzia e turbolenza non possono più essere trascurati. In sostanza siamo nel campo dei moti turbolenti, nei quali non può più ritenersi valida la legge di Darcy.

Possiamo dunque concludere che in assenza di filtrazione, o comunque con velocità di filtrazione molto basse (acque stagnanti o quasi stagnanti), si può avere uno spostamento molto lento dei sali a causa del gradiente di concentrazione, sposta-

mento che avviene in tempi molto lunghi, anche dell'ordine delle migliaia di anni (STUFYZAND & STUURMAN, 1994).

5.3.3. - Possibilità applicative

L'analisi degli effetti della dispersione idrodinamica costituisce un valido strumento per il controllo dello stato quali-quantitativo delle risorse idriche sotterranee, e per la loro gestione. La soluzione del sistema di equazioni differenziali (5.21) e (5.22) date le condizioni geometriche ed idrogeologiche, consente di determinare la distribuzione delle quote piezometriche e della concentrazione salina di una falda idrica galleggiante su acqua di mare. Il che comporta ad esempio, la possibilità di interpretare correttamente i risultati del monitoraggio idrogeologico, o di stabilire la correttezza di azioni per la tutela e la salvaguardia della risorsa, valutandone l'efficacia in termini quantitativi sulla base dello studio della risposta della falda alle azioni progettate. Estendendo la modellazione ad intere unità idrogeologiche è possibile, poi, interpretare i risultati del bilancio idrogeologico, determinando la stratificazione salina della falda per un determinato regime di emungimento. È chiaro che qualsiasi valutazione deve basarsi sulla conoscenza degli effettivi parametri idrogeologici degli acquiferi, nonché delle condizioni di ricarica e uso delle falde.

L'applicazione dei modelli di calcolo citati richiede l'uso di idonei codici di calcolo, il cui numero è notevolmente cresciuto negli ultimi decenni. Uno dei più usati è il SUTRA (*Saturated-Unsaturated TRAnsport*), sviluppato dall'USGS (*U. S. Geological Survey*). La sua prima versione risale al 1984 (VOSS, 1984), e da allora ha subito notevoli aggiornamenti, sino alla recente versione SUTRA 2D3D.1 (VOSS & PROVOST, 2003); si tratta di un codice di calcolo di pubblico dominio, largamente utilizzato per la soluzione di problemi generali di idrogeologia, data la sua estrema flessibilità. Nei vari *Sea Water Intrusion Meeting* (cap. 6), cui si rimanda per approfondimenti, è possibile ritrovarne numerose applicazioni.

Per illustrare le potenzialità applicative dei codici di calcolo numerico, si propone qui una sintesi dei risultati ottenuti nello studio dell'acquifero princi-

pale dell'Isola Oahu delle Hawaii, secondo quanto riportato da VOSS, 1999. Tale caso di studio riguarda un'applicazione della teoria della dispersione idrodinamica per la soluzione di problemi di intrusione marina di caratteristiche molto generali, dunque rappresentative di parecchi acquiferi costieri. Una rappresentazione idrogeologica schematica dell'Isola di Oahu è riportata nella figura 5.17, ove le notevoli altezze di pioggia, l'elevata permeabilità delle formazioni acquifere e la presenza di sbarramenti lungo costa costituiti da depositi sedimentari che limitano il deflusso in mare, determinano condizioni particolarmente favorevoli all'immagazzinamento delle acque sotterranee. L'estrazione delle risorse idriche sotterranee nell'isola ha avuto inizio nel 1880. Grazie alle registrazioni dell'USGS si sono potuti ricostruire i volumi di acqua sotterranea estratti e l'andamento dei livelli di falda per oltre un secolo.

Il calcolo è stato eseguito assumendo, sul bordo verticale lato mare del modello, l'andamento idrostatico della pressione nell'acqua di mare, mentre sul bordo orizzontale superiore è stata imposta una pressione nulla ove sono presenti i depositi sedimentari poco permeabili e superficie libera con presenza di ricarica dalla superficie per la restante parte. Il bordo verticale lato terra e quello orizzontale in-

fiorire del modello sono stati assunti impermeabili. Nella figura 5.18 si riportano la distribuzione del contenuto salino e i vettori velocità di filtrazione determinati dal calcolo, eseguito con SUTRA in condizioni piane, in prossimità della costa nell'area di Pearl Harbor, a Sud dell'isola stessa, con riferimento all'anno 1880. Nella figura 5.19 si riporta, per la stessa area, la rappresentazione delle medesime grandezze riferite all'anno 1980, dopo circa un secolo di emungimento di acqua sotterranea per scopi irrigui, così come quantificato sulla base delle informazioni registrate dall'USGS. Nel calcolo si è inoltre tenuto conto del ritorno in falda dell'acqua estratta a causa della infiltrazione delle acque usate per irrigazione. È evidente l'incremento di spessore della zona di transizione determinato da circa un secolo di emungimento. Nella figura 5.20 si riporta l'andamento con la profondità del contenuto salino calcolati per il pozzo A, posto a 5 km di distanza dalla costa, riferiti sia al 1880 sia al 1980, eseguito sotto diverse ipotesi circa il coefficiente di dispersione trasversale. La figura evidenzia un significativo sollevamento del tetto dell'acqua di mare ed illustra la dipendenza della stratificazione salina della falda dalla dispersione trasversale dell'acquifero, che rappresenta un parametro di *input* del modello, calibra-

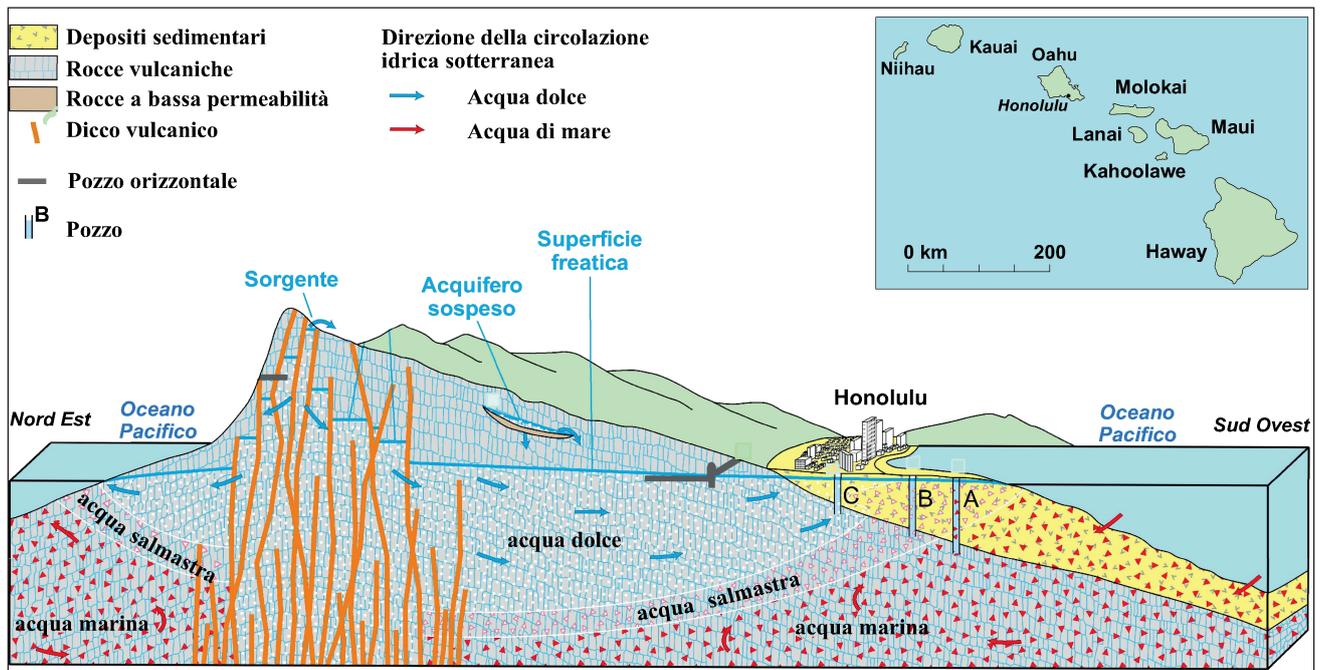


Fig. 5.17 – Sezione idrogeologica schematica dell'isola di Oahu delle Hawaii (mod., da U.S.G.S., 2004).
– Schematic hydro-geological section of Oahu island, Hawaii (modified, from U.S.G.S., 2004).

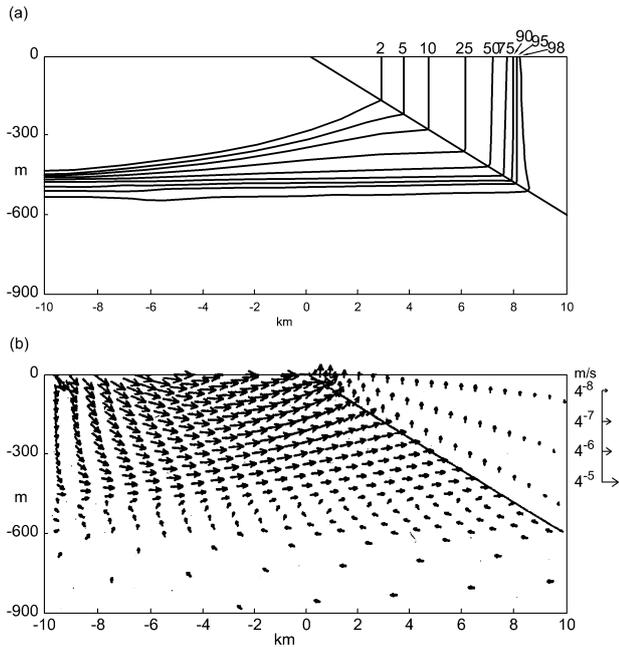


Fig. 5.18 – Sezione dell'isola di Oahu in prossimità dell'area di Pearl Harbor con indicazione del risultato ottenuto dal calcolo per l'anno 1880: a) distribuzione del contenuto salino delle acque di falda; b) vettori velocità di filtrazione (da Voss, 1999).

– Section of Oahu island in proximity to Pearl Harbor showing the result obtained from the calculation for the year 1880: a) salt content distribution in groundwater; b) flow velocity vectors (from Voss, 1999).

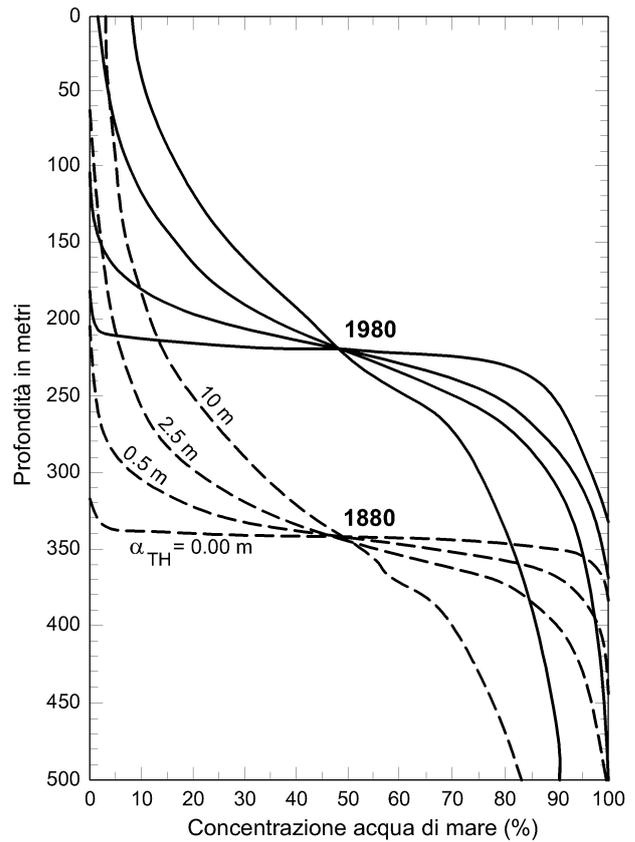


Fig. 5.20 – Variazione con la profondità del contenuto salino delle acque di falda determinata dal calcolo con riferimento al pozzo A di figura 5.19, con indicazione dell'effetto della dispersione trasversale sulla zona di transizione (da Voss, 1999).

– Variation of groundwater salt content with depth, as determined from the calculation referred to well A of figure 5.19, showing the effect of cross-dispersion of the transition zone (from Voss, 1999).

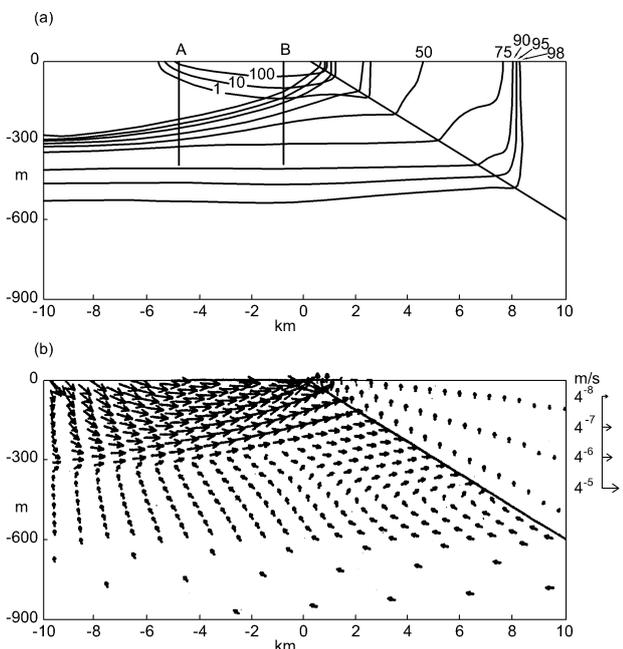


Fig. 5.19 – Sezione dell'isola di Oahu in prossimità dell'area di Pearl Harbor con indicazione del risultato ottenuto dal calcolo per l'anno 1980: a) distribuzione del contenuto salino delle acque di falda ed indicazione della ricarica delle acque sotterranee dovuta all'irrigazione, espressa in percentuale; b) vettori velocità di filtrazione (da Voss, 1999).

– Section of Oahu island in proximity of Pearl Harbor, showing the result obtained from the calculation for the year 1980: a) salt content distribution of groundwater and indication of groundwater recharge due to irrigation, expressed in percentage; b) flow velocity vectors (from Voss, 1999).

bile a partire dalle misure di sito. Il codice di calcolo SUTRA è stato applicato quale strumento di gestione delle acque sotterranee dell'isola di Ohau. Voss, 1999 ipotizza infatti, alcuni scenari di utilizzo della risorsa idrica sotterranea, facendo previsioni sino al 2080 sulla salinità delle acque emunte in funzione della percentuale di ricarica efficace estratta dai pozzi in emungimento (fig. 5.21). Egli stima, per il caso in esame, che le portate d'emungimento dovrebbero mantenersi inferiori al 70÷80% circa della ricarica assunta nel calcolo. Questa percentuale non è estendibile, tuttavia, ad altri contesti idrogeologici. I risultati evidenziano chiaramente la necessità di un'analisi delle condizioni di equilibrio tra la falda di acqua dolce e la sottostante acqua di mare per stabilire il regime di emungimento sostenibile di un dato acquifero.

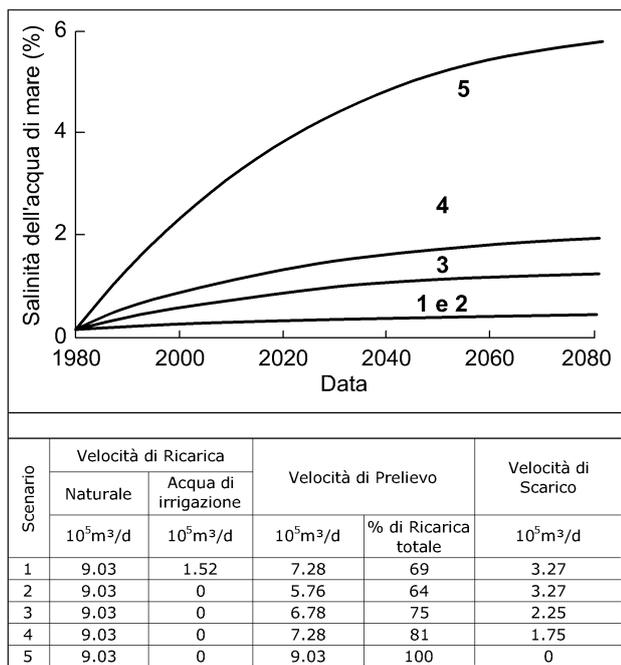


Fig. 5.21 – Evoluzione della salinità media dell'acqua estratta dalla falda acquifera dell'area di Pearl Harbor, secondo diversi scenari di gestione (1980÷2080) come previsto dalla simulazione eseguita con SUTRA (da Voss, 1999).

– Evolution in the mean salinity of water drawn from groundwater at Pearl Harbor, according to different management scenarios (1980÷2080) as from SUTRA simulation (from Voss, 1999).

5.4. - CONCLUSIONI

Il capitolo ha trattato le varie metodologie di analisi dell'equilibrio acqua dolce-acqua di mare negli acquiferi costieri, applicabili con diverso grado di approssimazione. La scelta del metodo più idoneo ad ogni singolo caso di studio dovrebbe derivare da un'attenta riflessione sulle effettive condizioni idrogeologiche e sulla possibilità di reperire i dati di *input* necessari.

L'analisi dell'equilibrio acqua dolce-acqua di mare per un regime di emungimento applicato su scala regionale è possibile, in teoria, adottando sia metodi di calcolo semplificati, che ipotizzano l'esistenza di un'interfaccia netta di separazione tra i due liquidi (VERRUIJT, 1972; BEAR, 1979; VAN DAM 1974, 1999; SAKT, 1999), sia metodi di calcolo basati sullo studio del trasporto dei sali per dispersione idrodinamica (OUDE ESSINK & BOEKELMAN, 1996; KONIKOW & REILLY, 1999; OUDE ESSINK, 2003; COMTE & BANTON, 2006).

La tentazione, allora, è di applicare modelli di calcolo molto complessi, la cui precisione è subordinata però all'accuratezza con cui è possibile ricavare

i parametri di *input*, come la distribuzione del coefficiente di permeabilità dell'acquifero e le sue caratteristiche idrodipersive, oltre alle condizioni di alimentazione e uso delle risorse idriche sotterranee. In generale sarebbe auspicabile che la modellazione numerica partisse da modelli semplici - che considerano, ad esempio, l'esistenza di un'interfaccia netta - spesso più che sufficienti a rispondere alle esigenze di una corretta gestione delle acque sotterranee. Là dove il quadro conoscitivo è invece adeguato, è possibile affinare lo studio attraverso l'uso di modelli più complessi, come quelli che considerano il fenomeno della dispersione idrodinamica. La modellazione matematica in idrogeologia, come in qualsiasi altro problema ingegneristico, deve comunque essere finalizzata e i quesiti cui è chiamata a rispondere devono essere chiari sin dalla costituzione del modello dell'acquifero; ciò dovrebbe guidare prioritariamente la campagna di indagini in vista della misura e della valutazione dei parametri di *input*.

Venendo alle acque sotterranee della Puglia, specie a quelle contenute nei calcari del Cretaceo, una modellazione matematica in grado di descrivere quantitativamente l'equilibrio acqua dolce-acqua di mare costituirebbe un notevole strumento, a fini gestionali e di controllo. Si potrebbero, ad esempio, interpretare i risultati del bilancio idrico degli acquiferi, per comprendere l'evoluzione dell'equilibrio acqua dolce-acqua di mare a seguito di un regime di emungimento dato. Infatti, l'emungimento attuato su scala regionale determina una riduzione del deflusso a mare pari all'emungimento stesso, e quindi una nuova posizione dell'interfaccia e una nuova stratificazione salina della falda. Quando gli emungimenti sono molto più piccoli della ricarica, situazione verificatasi in Puglia negli anni Cinquanta del secolo scorso, quando si dette inizio all'uso sistematico e massiccio delle risorse idriche sotterranee contenute nei calcari cretatici, le conseguenti variazioni dello stato qualitativo delle acque di falda sono trascurabili, per cui l'utilizzo della risorsa idrica sotterranea è in linea di massima sostenibile. Diversa è la situazione attuale delle falde regionali, dove le acque estratte hanno, in alcune zone, raggiunto volumi annuali tali da compromettere in modo serio lo stato quantitativo e qualitativo della risorsa idrica sotterranea, così come descritto nei capitoli 3 e 13÷18. Il

regime di emungimento, però, non è noto con un sufficiente grado di accuratezza, per cui è impossibile tracciare il bilancio idrico degli acquiferi, area per area, per poi confrontarlo con l'aliquota di ricarica efficace e studiare l'evoluzione dell'equilibrio acqua dolce – acqua di mare. I pozzi che attingono alle falde regionali sono oltre 100.000 (par. 2.7), di cui il Piano di Tutela delle Acque della Regione Puglia fornisce solo un'approssimata mappa di densità sul territorio. Per essi non è quindi nota l'ubicazione, né la portata d'acqua estratta in condizioni di esercizio. È chiara dunque l'urgenza di eseguire un rigoroso censimento delle estrazioni dalla falda, completo di dati caso per caso, e di contrastare l'abusivismo.

Vista la mancanza dei dati necessari a configurare una modellazione matematica delle effettive condizioni di emungimento, in questa sede non si è potuto giungere ad analisi numeriche delle condizioni di equilibrio su grande scala tra la falda di acqua dolce e la sottostante acqua di mare. È necessario, insomma, condizionare la gestione e la pianificazione delle risorse idriche sotterranee all'interpretazione in tempo reale del monitoraggio idrogeologico, da compiere con strumenti predisposti sul territorio e adottando un criterio dinamico di rilascio delle concessioni all'emungimento (cap. 30).

I modelli matematici che consentono di analizzare il trasporto dei sali, possono essere usati per interpretare i risultati del monitoraggio della salinità e della conducibilità elettrica delle acque di falda e della zona di transizione. Ciò consente di stabilire, in modo quantitativo, i fenomeni alla base dell'eventuale peggioramento dello stato qualitativo e quantitativo delle acque sotterranee, e dunque di controllarne e prevederne l'evoluzione, anche a livello locale. Questi stessi modelli consentono poi di valutare l'efficacia di interventi di recupero dello stato quantitativo della falde, come l'individuazione di nuovi scenari di sfruttamento della risorsa idrica.

Gli strumenti di calcolo, in conclusione, sono necessari sia in fase di gestione e controllo, sia in fase di pianificazione delle risorse idriche sotterranee, poiché consentono di verificare il raggiungimento degli obiettivi di tutela della risorsa (BEAR, 1979; VAN DAM, 1999; MAIMON, 2002, BHOSALE & KUMAR, 2002; BENGTSSON, 2008, GINGERICH, 2008).