

MODALITÀ DI STIMA DELLA RICARICA DELLA FALDA IN SEGUITO ALL'INFILTRAZIONE DELLE ACQUE DI PIOGGIA

A cura di Giovanni Formentin

giovanni.formentin@tethys-geco.it

Indice

1	DEFINIZIONE DI RICARICA.....	2
1.1	DEFINIZIONE E QUANTIFICAZIONE DELLA RICARICA.....	2
1.2	MODALITÀ DI STIMA DELLA RICARICA	3
2	BILANCIO IDRICO.....	4
3	TECNICHE APPLICATE PER GLI SCAMBI IDRICI TRA ACQUE SUPERFICIALI E SOTTERRANEE	5
3.1	Bilancio su una sezione di canale	5
3.2	Infiltrometri	5
3.3	Utilizzo di traccianti	6
3.4	Modellazione numerica.....	6
3.5	Tecniche applicate alla zona insatura	6
3.5.1	Lisimetri	6
3.5.2	Piano di flusso nullo.....	7
3.5.3	Legge di Darcy.....	7
3.5.4	Utilizzo di traccianti	8
3.5.5	Modellazione numerica	9
3.6	Tecniche applicate alla zona satura	9
3.6.1	Metodo basato sulle variazioni del livello piezometrico	9
3.6.2	Legge di Darcy.....	10
3.6.3	Utilizzo di traccianti	10
3.6.4	Modellazione numerica	11
4	BIBLIOGRAFIA.....	14

1 DEFINIZIONE DI RICARICA

1.1 DEFINIZIONE E QUANTIFICAZIONE DELLA RICARICA

Con il termine “ricarica” si identifica “*il flusso d’acqua che raggiunge la zona satura, proveniente da qualsiasi direzione (da sotto, da lato, dall’alto)*” (Lerner, 1997). Nel presente articolo viene trattata solamente la componente della ricarica proveniente dall’alto, di origine, nel caso in esame, meteorica. Qualsiasi futuro uso del termine nel presente testo, qualora non altrimenti specificato, farà riferimento dunque alla ricarica superficiale.

Altre sorgenti di ricarica dall’alto possono essere:

- bacini superficiali (laghi, corsi d’acqua) aventi un livello superiore al livello piezometrico;
- l’irrigazione, la cui variabilità stagionale può comportare effetti ben più importanti delle precipitazioni (Alberti, et al., 2007);
- in aree urbanizzate ed industriali, perdite da reti di distribuzione e di servizio.

Limitandosi alle sorgenti di origine naturale, una classificazione può essere condotta in questo modo: (Lerner, et al., 1990):

- ricarica diretta: acqua che raggiunge la zona satura per percolazione diretta dalla zona vadosa, definita anche “ricarica diffusa”;
- ricarica indiretta: percolazione attraverso il letto in corsi d’acqua superficiale;
- ricarica localizzata: risultante dalla concentrazione di acqua in superficie (in depressioni, rivoli, fratture) in assenza di corsi d’acqua definiti.

È evidente che non tutta l’acqua che raggiunge il terreno è destinata a confluire in falda: diversi fattori contribuiscono a differenziarne il destino. Tali fattori coinvolgono ambiti di tipo climatologico, idrologico, geomorfologico ed idrogeologico. Il regime di precipitazione e la topografia dell’area definiscono la quantità d’acqua che, rifiutata dal sottosuolo, ruscella superficialmente e può raggiungere corsi d’acqua superficiali o depressioni. L’acqua che entra nel sottosuolo deve essere poi depurata dell’evaporazione. È difficile separare, in un’area vegetata, l’evaporazione diretta dal suolo da quella proveniente dagli stomi delle piante. Pertanto, ai fini idrologici il processo nel complesso è denominato evapotraspirazione (Greppi, 1999).

L’evapotraspirazione è funzione di alcune caratteristiche sito-specifiche:

- il regime climatico, da cui dipende il tasso di evaporazione;
- la soggiacenza della falda, da cui dipende la disponibilità di acqua per la vegetazione o l’evaporazione;
- la copertura vegetale, da cui dipende la capacità di intercettare l’acqua.

La natura della vegetazione riveste un ruolo fondamentale nella stima della ricarica: uno studio svolto in Australia (Allison, et al., 1990) ha mostrato gli effetti della sostituzione della vegetazione arborea naturale con colture a radicazione superficiale: la ricarica è aumentata da valori inferiori a 0,1 mm/anno fino a 5-30 mm/anno. L’intercettazione radicale si estingue ove la soggiacenza della falda sia sufficientemente elevata.

Alla percolazione diffusa nel mezzo poroso si possono aggiungere dei percorsi localizzati attraverso canali preferenziali, ignorare i quali può portare ad errori grossolani nella distribuzione spaziale dei flussi. Gee e Hillel (Gee, et al., 1988) hanno ricostruito tre scale

spaziali entro le quali il flusso preferenziale può avvenire:

- percorsi a micro-scala, di dimensioni centimetriche o decimetriche, come quelli costituiti da micro-fessure o canali formati da radici o animali;
- percorsi a meso-scala, con spaziatura di metri o decine di metri, creati da variazioni topografiche o litologiche locali;
- percorsi a macro-scala, con dimensioni anche di molte centinaia di metri, dovuti ad importanti strutture come canali di origine carsica e *playa basins*¹.

Percorsi a meso-scala sono spesso dovuti alla presenza di orizzonti più o meno estesi di materiali a bassa permeabilità, che isolano il sottostante acquifero o ritardano il flusso dell'acqua in ingresso.

Nelle aree urbane ed industriali, l'edificazione porta ad un aumento dell'impermeabilizzazione del suolo. In passato si riteneva che come conseguenza si avesse la riduzione della ricarica in falda. Diversi studi hanno invece dimostrato che l'effetto è contrario: la realizzazione di reti di trasporto e stoccaggio di acqua provocano generalmente un incremento della ricarica rispetto alle condizioni naturali (Foster, 1990).

1.2 MODALITÀ DI STIMA DELLA RICARICA

La stima della ricarica urbana è resa difficile da vari fattori: la difficoltà di collocare le possibili perdite in una rete, l'entità e la variabilità dei regimi di flusso che interessano molte reti, soprattutto in aree industriali. Esistono comunque diverse metodologie utili

per la quantificazione, che spesso si avvalgono della assimilazione di tali processi a quelli di ricarica localizzata (Lerner, 2002): l'osservazione della piezometria, della concentrazione di alcuni composti, bilanci idrici o metodi ibridi (Alberti, et al., 2006). La stima è aiutata dalla conoscenza della posizione delle reti sotterranee, dato però non sempre disponibile in ambito industriale.

Le modalità di stima della ricarica possono essere distinte grossolanamente sulla base delle sorgenti idrologiche tramite le quali vengono assunte le informazioni (Scanlon, et al., 2002): acque superficiali, zona insatura, zona satura. Per ognuna di queste zone, possono essere applicate differenti metodologie: di tipo fisico (con l'ausilio di strumenti quali i lisimetri), con l'ausilio di traccianti, tramite modellazione numerica.

Se le informazioni utilizzate sono di idrologia superficiale o studi sulla zona vadosa, spesso la ricarica che si ottiene è quella *potenziale*, ovvero quella che, essendo penetrata nel sottosuolo, è potenzialmente in grado di raggiungere la zona satura, ma può però ritornare in superficie per evapotraspirazione o per scorrimento su orizzonti a bassa permeabilità. Uno studio focalizzato sulle acque sotterranee, in grado di fornire un bilancio ingressi-uscite, può invece consentire di stimare la ricarica *effettiva*, cioè quella che ha raggiunto la zona satura.

La scelta della tecnica da utilizzare dipende dai mezzi a disposizione, dallo scopo del lavoro e dalle caratteristiche specifiche dell'area in esame.

Dallo scopo del lavoro discendono le scale spaziale e temporale a cui si desidera operare: se lo scopo è lo studio di un bacino regionale, e lo scopo è la pianificazione a lungo termine dell'utilizzo della risorsa, la variabilità spaziale alla scala locale può essere trascurata, e la scala temporale non necessita

¹ La *playa* è la porzione centrale di una pianura desertica, composta da sedimenti limosi e argillosi, nella quale l'acqua si raccoglie a seguito di eventi di pioggia intensa ed evapora lasciando depositi salini.

della risoluzione giornaliera. Questo è tanto più vero per corpi d'acqua caratterizzati da regimi di deflusso bassi in relazione a grandi capacità d'immagazzinamento: in sistemi di questo tipo, spesso la distribuzione dei carichi è originata da condizioni meteorologiche anche molto antiche. Un sistema di questo tipo è quello che alimenta alcune oasi ubicate in zone di depressione nel deserto occidentale egiziano (Burdon, 1977): il basso rapporto tra velocità di flusso e capacità di immagazzinamento ha fatto sì che le acque ora presenti siano quelle piovute oltre 10'000 anni fa.

All'estremo opposto, lo studio della propagazione di una contaminazione superficiale deve giovare della conoscenza di aree a flusso preferenziale, o della presenza di aree a bassa permeabilità. La scala regionale consente poi di trascurare fenomeni, quali lo spostamento dell'acqua tramite lo scorrimento superficiale o corsi d'acqua, che invece possono interessare alla scala locale. In quest'ultimo caso, è spesso necessario disporre di informazioni meteorologiche a risoluzione giornaliera o oraria.

Va poi tenuto in conto che le modalità di ricarica sono molto differenti in aree umide ed aride (Scanlon, et al., 2002). In aree umide solitamente la falda ha bassa soggiacenza ed il rapporto con i canali superficiali è di alimentazione. Inoltre, la ricarica di tipo diffuso è dominante, e l'evapotraspirazione è consistente. I tassi di ricarica sono stabiliti dalle capacità di flusso ed immagazzinamento degli acquiferi, pertanto il processo è dominato da fattori idrogeologici.

In aree aride invece solitamente la falda ha soggiacenza elevata e viene alimentata dai corsi d'acqua superficiali. Mediamente, l'evapotraspirazione eccede il volume di pioggia, tanto che la ricarica avviene soprattutto in occasione di eventi di pioggia

concentrati. L'acqua si accumula in depressioni e canali, e spesso raggiunge la falda passando per percorsi preferenziali come fratture e canali di origine carsica (ricarica localizzata). Pertanto, il fenomeno è regolato da fattori legati alla superficie o al primo orizzonte.

2 BILANCIO IDRICO

Si applica ad un bacino idrografico, comprendente quindi corpi d'acqua superficiali e sotterranei; l'utilizzo necessita della preliminare delimitazione planimetrica del bacino. Per l'ambito superficiale, il bacino è delimitato dagli spartiacque, di facile derivazione su base topografica. Tali limiti possono non sussistere per le acque sotterranee, la cui delimitazione risponde spesso a criteri geologici. In questo caso, delimitando il bacino con gli spartiacque superficiali, tra i termini in ingresso ed uscita vanno indicati gli scambi di flusso sotterranei lungo tali limiti.

Il bilancio idrico per un bacino, unione dei termini di acque superficiali e sotterranee, può essere così formulato:

$$P + Q_{in} = ET + Q_{out} + \Delta S \quad (1)$$

con P = precipitazione; Q_{in} e Q_{out} = flussi in ingresso e in uscita; ET = evapotraspirazione; ΔS = variazione nell'immagazzinamento. Tutti i parametri sono espressi come Lunghezza/Tempo.

L'immagazzinamento può avvenire in bacini superficiali, nella zona vadosa, nella zona satura e sotto forma di neve. I termini di flusso in ingresso possono dunque essere esplicitati su questa base.

La ricarica R può essere scritta come (Schicht, et al., 1961):

$$R = O^f - O^{bf} + O^{bf} + ET^f + \Delta S^f \quad (2)$$

Con Q_{out}^f = flusso sotterraneo in uscita dal bacino; Q_{in}^f = flusso sotterraneo in ingresso; Q^{bf} = flusso che alimenta bacini superficiali o sorgenti; ET^f = flusso in uscita dalla zona satura per evapotraspirazione; ΔS^f = variazione nell'immagazzinamento in zona satura.

Unendo le due equazioni, si ottiene questa equazione:

$$R = P + Q_{in}^{sup} - R_0 - ET^{sup} - ET^{ins} - \Delta S^{sup} - \Delta S^{neve} - \Delta S^{ins} \quad (3)$$

in cui R_0 = flusso superficiale in uscita dal bacino (*runoff*), mentre per gli altri termini, l'apice "sup" indica un termine legato all'acqua superficiale, "ins" alla zona vadosa. Alcuni di questi fattori sono spesso trascurati, poiché ininfluenti. La stima dei rimanenti fornisce, per differenza, la ricarica.

I vantaggi di questo metodo sono la semplicità e l'applicabilità su una scala molto ampia, dal bilancio di un lisimetro fino a modelli globali. L'efficacia è però limitata alla bontà della stima dei fattori. In molti casi, l'ordine di grandezza della ricarica è inferiore alla quello della variabilità della stima dell'evapotraspirazione. Un errore limitato nella stima di questo termine può produrre una stima del tutto inesatta.

3 TECNICHE APPLICATE PER GLI SCAMBI IDRICI TRA ACQUE SUPERFICIALI E SOTTERRANEE

3.1 BILANCIO SU UNA SEZIONE DI CANALE

Nelle regioni aride, la falda si trova spesso a elevate profondità da piano campagna, e la ricarica proviene in larga misura per percolazione da corpi d'acqua superficiali. In questi casi, si possono ottenere buoni risultati applicando delle stime basate su bilanci di massa di questo tipo (Lerner, 1997):

$$R = Q_{up} + Q_{down} + \sum Q_{in} - \sum Q_{out} - E_a - \frac{\Delta S}{\Delta t} \quad (4)$$

con Q_{up} e Q_{down} = portate alla sezione di monte e di valle del canale, Q_{in} e Q_{out} = termini in ingresso ed uscita nel tratto in esame, E_a = evaporazione nel tratto in esame, ΔS = variazione nell'immagazzinamento nel canale e nella zona vadosa nell'intervallo di tempo Δt .

Bilanci di questo tipo possono portare a buoni risultati anche in aree temperate, come documentato nel recente studio di un tratto del fiume Olona (Alberti, et al., 2007). La difficoltà nella stima di ΔS porta spesso a trascurare il termine, con il risultato di sovrastimare la ricarica attribuendovi tutta la differenza di portata tra la sezione in ingresso e quella in uscita. Lenti a bassa permeabilità possono inoltre determinare la formazione di falde sospese, che intercettano l'acqua percolata inibendo il raggiungimento della falda vera e propria.

In termini generali, la ricarica raggiunge un valore costante (nello spazio) quando la soggiacenza è superiore al doppio della larghezza del canale: in questo caso, il movimento dell'acqua infiltrata è guidato esclusivamente dalla gravità (Bouvier, et al., 1997).

I fattori di maggior peso nell'Equazione 3 sono solitamente le portate in ingresso ed uscita dal tronco di canale. Errori eccessivi nella stima dei flussi, causati magari da una inesatta ricostruzione della scala delle portate, possono portare a grossi errori nella stima della ricarica, in particolare qualora l'ordine di grandezza della ricarica sia uguale a quello dell'errore di stima delle portate.

3.2 INFILTROMETRI

L'infiltrometro è un cilindro riempito d'acqua, che viene installato nel letto di un corpo superficiale. La velocità di riduzione del livello è una misura dell'acqua infiltrata. La

semplicità di utilizzo dello strumento è bilanciata dalla validità estremamente localizzata della misura. Inoltre, permane l'incertezza sul percorso compiuto dall'acqua infiltrata, che potrebbe non raggiungere la falda freatica.

3.3 UTILIZZO DI TRACCIANTI

Spesso la determinazione della scala delle portate ed il mantenimento di rilevatori di flusso in diverse sezioni di canali è difficoltosa; questo vale tanto più in regioni aride, in corsi con regime di deflusso stagionale e per alvei soggetti ad erosione. In questi casi, la valutazione degli scambi idrici tra corpi superficiali e corpi sotterranei si può giovare dell'utilizzo di traccianti.

Un metodo di facile applicazione si basa sulla misura della temperatura dell'acqua a diverse profondità, sia nella zona satura che insatura. Disponendo di misure di carico, è possibile ricavare, per inversione, un modello concettuale del flusso di ricarica. Colonne di sensori distribuiti lungo il tratto studiato rendono disponibili *array* tridimensionali di misure, rendendo la stima più precisa.

In alternativa, si può misurare la concentrazione di alcuni composti, nelle acque superficiali e in acqua di falda. Solitamente vengono utilizzati isotopi stabili dell'ossigeno (^{16}O o ^{18}O) o dell'idrogeno (come il trizio ^3H , si veda il capitolo successivo), bromuro o traccianti visibili. Il costo delle analisi chimiche è superiore a quello delle misure di temperatura, pertanto sarà in generale possibile eseguire un numero inferiore di misurazioni. L'infiltrazione in falda viene stimata mediante metodi di inversione, anche aiutandosi con strumenti di simulazione numerica del trasporto.

3.4 MODELLAZIONE NUMERICA

La simulazione di bacini idrografici può fornire la stima della ricarica come termine

residuo nell'equazione di bilancio idrico. L'accuratezza della stima dipende da vari fattori, anzitutto dalla tipologia di modello: modelli a parametri concentrati forniscono in *output* un valore unico, mentre modelli a parametri distribuiti consentono di avere la risposta per ogni unità di discretizzazione spaziale e temporale scelta. L'accuratezza con cui vengono stimati gli altri termini dell'equazione del bilancio si riflette poi sulla bontà della stima della ricarica. Accade sovente che il valore atteso sia dello stesso ordine di grandezza dello scarto quadratico medio connesso alla stima degli altri termini.

3.5 TECNICHE APPLICATE ALLA ZONA INSATURA

3.5.1 Lisimetri

I lisimetri sono, in termini semplici, dei contenitori riempiti con terreno (il meno disturbato possibile) e con o senza vegetazione, isolati dal terreno circostante. È possibile misurare la quantità d'acqua che filtra fino alla base dello strumento, mentre l'acqua accumulata nel terreno viene determinata separatamente mediante lisimetri a pesata (*weighing lysimeters*). Tali strumenti sono utilizzati solitamente per la determinazione dell'evapotraspirazione: la misura delle variazioni di peso si traduce in una stima delle precipitazioni e delle variazioni nell'accumulazione di acqua. Le superfici esposte variano da 100 cm^2 (Evet, et al., 1995) fino a 300 m^2 (Ward, et al., 1997), le profondità indagate da poche centimetri fino a qualche metro. È consigliabile che lo strumento sia installato in modo da superare lo strato interessato dalle radici delle piante: in caso contrario, la ricarica viene sovrastimata poiché una parte dell'acqua raccolta sul fondo dello strumento è destinata ad essere captata dalla vegetazione.

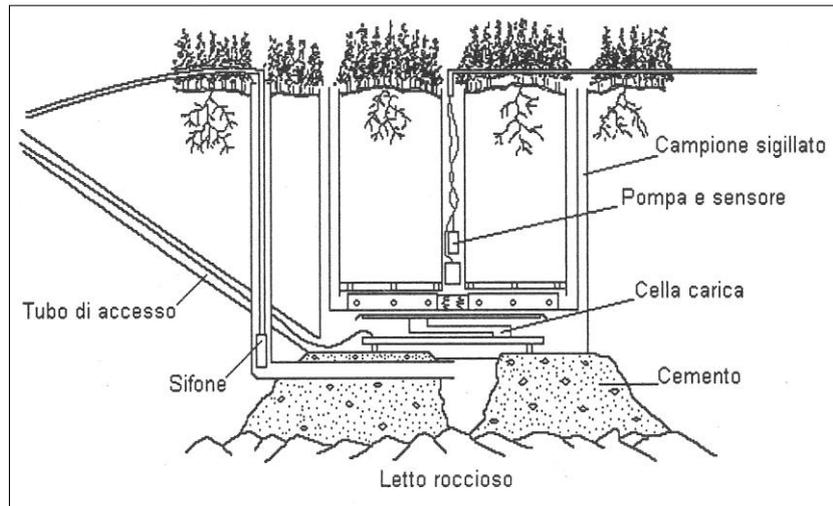


Figura 1 - Schema tipo di un lisimetro(Greppi, 1999).

3.5.2 Piano di flusso nullo

Il piano di flusso nullo (*zero-flux plane*, Richards, et al., 1956) è definito come il piano corrispondente a gradiente di carico verticale nullo. Il flusso nella porzione di terreno sovrastante è determinato dall'evapotraspirazione, nella porzione sottostante dalla infiltrazione verso la zona satura.

L'applicazione di questo metodo è possibile a meno che il flusso non sia direzionato verso il basso su tutta la sezione insatura. Alcune complicazioni nascono da variazioni di quota del piano dovute ad un aumento nell'immagazzinamento, come spesso avviene con cadenza stagionale. La tecnica è resa inoltre dispendiosa dalla necessità di raccogliere misure di potenziale matriciale e di contenuto d'acqua, e dalla validità strettamente locale delle misure: una determinazione su larga scala è spesso economicamente proibitiva.

3.5.3 Legge di Darcy

La ricarica può essere valutata mediante l'applicazione della legge di Darcy sulla direzione verticale:

$$R = -K(\theta) \frac{dH}{dz} = -K(\theta) \frac{d(h+z)}{dz} = -K(\theta) \left(\frac{dh}{dz} + 1 \right) \quad (5)$$

con $K(\theta)$ = conducibilità idraulica, funzione del contenuto d'acqua (conducibilità capillare); H = carico idraulico totale, somma dell'altezza potenziale di ritenzione capillare h e della quota geodetica z . Per l'applicazione è necessaria la conoscenza o la stima del gradiente di carico totale e la curva di conducibilità idraulica in relazione al contenuto d'acqua. L'accuratezza del risultato dipende dall'accuratezza della stima della conducibilità idraulica e del gradiente di carico. Se K dipende fortemente dal contenuto d'acqua, l'incertezza aumenta. La stima può essere estesa a superfici anche elevate in caso sia estesa in zone insature di elevato spessore, in cui il moto dell'acqua al di sotto di una certa profondità, è guidato

unicamente dalla gravità. In tali condizioni, il gradiente di carico totale può essere assunto pari ad 1, e la ricarica equivale la conducibilità capillare.

3.5.4 Utilizzo di traccianti

Il tracciante viene immesso sul piano campagna o ad una determinata profondità nella zona insatura. Il rilievo può essere eseguito, oltre che mediante campionamento, anche visivamente, previo scavo di una trincea. Le sostanze sono le stesse utilizzate per le acque superficiali (isotopi, bromuro, traccianti visibili). La distribuzione dei traccianti è utilizzata per stimare la velocità (v) ed il tasso di ricarica (R):

$$R = v\theta = \frac{\Delta z}{\Delta t} \theta \quad (6)$$

con Δz = profondità del picco di tracciante, Δt = intervallo trascorso tra l'immissione ed il campionamento, θ = contenuto d'acqua volumetrico.

Il tasso minimo di ricarica calcolabile mediante la relazione è funzione del tempo trascorso dall'applicazione del tracciante fino al campionamento e, in caso il tracciante sia applicato in superficie, dallo spessore dello strato radicale.

Quando sia d'interesse la stima della ricarica in tempi recenti (dell'ordine delle decine di anni fa), si può optare per la misura di composti di origine agricola, zootecnica o immessi a seguito di sversamenti accidentali

(arsenico, bromuro, nitrati, atrazina). Solitamente, permangono incertezze relative alla localizzazione della fonte e alla ricostruzione della curva tempo-concentrazioni immesse.

Durante gli anni '50 ed i primi anni '60, diversi esperimenti atomici eseguiti in atmosfera hanno provocato un sensibile incremento nella concentrazione in atmosfera di alcuni isotopi: ^3H (trizio) e ^{36}Cl . Il decadimento del trizio (che ha un tempo di dimezzamento di 12,34 anni) dà origine a ^3He . Basandosi sulla concentrazione di questi isotopi nelle acque di pioggia, si può ricostruire l'età dell'acqua nella zona insatura. La curva di immissione degli isotopi, molto accentuata in periodi di tempo molto limitati (Figura 2), rende possibile utilizzare l'Equazione 6 calcolando Δt come l'intervallo trascorso dal picco in atmosfera.

Alcune difficoltà possono sorgere in caso di tassi di ricarica elevati (indicativamente, molto superiori a 50 mm/anno): anche se la soggiacenza della falda fosse molto elevata, vi sarebbero elevate difficoltà nel campionamento o nella ricerca del picco di concentrazione. Inoltre, l'evapotraspirazione può provocare un incremento nelle concentrazioni di cloro, con il risultato di una sovrastima nel flusso di infiltrazione anche di alcuni ordini di grandezza. Nel caso dei CFC, la cessazione dell'utilizzo a partire dagli anni '90 può portare a qualche ambiguità nell'interpretazione dei dati.

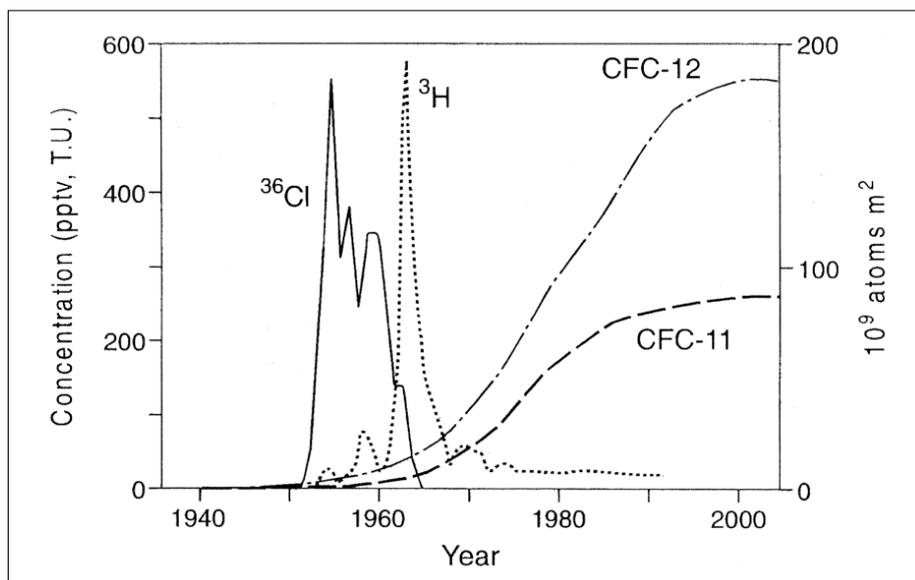


Figura 2 - Funzioni di immissione in atmosfera di alcuni traccianti storici (Scanlon, et al., 2002).

3.5.5 Modellazione numerica

La modellazione numerica dell'insaturo consente la determinazione del flusso di infiltrazione al di sotto della zona radicale o la ricarica in risposta ad un evento meteorologico. Vi sono diversi approcci, che differiscono tra loro per le ipotesi di partenza e per il grado di variabili considerate. L'incremento delle prestazioni dei calcolatori ha reso possibile la risoluzione per via numerica dell'equazione di Richards su modelli a parametri distribuiti. Quest'ultimo approccio può però portare a conclusioni errate a causa dell'elevata incertezza di stima della conducibilità idraulica e della relazione con il potenziale matriciale ed il contenuto d'acqua. Per questo, studi che coinvolgono superfici molto ampie vengono spesso svolti avvalendosi di modelli semplificati, quali quelli a serbatoio (*bucket models*).

3.6 TECNICHE APPLICATE ALLA ZONA SATURA

A differenza delle tecniche descritte in precedenza, quelle focalizzate sulle aree

sotterranee consentono di ricavare stime estese su aree molto più ampie. Sono quindi di particolare interesse qualora si sia interessati alla stima del flusso di ricarica in un corpo acquifero, tralasciando le dinamiche con cui questa avviene entro la zona vadosa.

3.6.1 Metodo basato sulle variazioni del livello piezometrico

È un metodo utilizzabile per la stima della ricarica ad acquiferi non confinati. Si basa sulla premessa che l'innalzamento della tavola d'acqua in una porzione di acquifero è dovuto alla ricarica:

$$R = S_y \frac{dh}{dt} \quad (7)$$

In cui S_y = coefficiente di immagazzinamento per acquiferi non confinati (*specific yield*, adimensionale), dh = variazione di livello nell'intervallo di tempo dt . Altri termini di flusso (flusso in ingresso ed uscita ai lati, scambi con i corpi idrici sottostanti o superficiali, prelievi) devono essere conosciuti e tenuti in conto.

L'equazione può essere approssimata alle differenze finite, con l'accortezza di adattare

il passo temporale alla velocità di variazione del livello: falde con soggiacenze limitate e variazioni rapide sono meglio descritte da passi temporali brevi. Il coefficiente di immagazzinamento, approssimabile alla porosità efficace, è stimabile da letteratura; una rilevazione mediante prova in campo o analisi in laboratorio consente una stima migliore.

Le variazioni di livello idrico considerate devono essere unicamente quelle dovute ad incremento nell'acqua immagazzinata. Bisogna quindi depurare le misure dall'influenza della pressione atmosferica o da effetti transitori di compressione dell'aria interstiziale quali l'effetto Lisse(Weeks, 2002). Tale operazione è complessa perché necessita della comprova del verificarsi del fenomeno, ricavabile tramite la misura del contenuto d'acqua nell'insaturo (Healy, et al., 2002).

Il metodo della variazione del livello piezometrico è applicabile in aree vaste da qualche decina di metri quadrati fino a centinaia di migliaia di metri quadrati.

3.6.2 Legge di Darcy

Questo metodo si applica al flusso attraverso sezioni verticali di acquiferi confinati o non confinati. Tramite l'equazione

$$qA = RS \quad (8)$$

Si stabilisce che il flusso q che attraversa una sezione A dell'acquifero (perpendicolare alla direzione di deflusso) equivale alla ricarica R proveniente da una superficie S a monte della sezione. Il flusso viene stimato, tramite la legge di Darcy, come il prodotto tra la conducibilità idraulica K ed il gradiente idraulico lungo la perpendicolare alla sezione. L'incertezza nella stima di K , spesso molto elevata, si riflette dunque nella stima della ricarica.

La scala spaziale cui il metodo è applicabile è quello dei chilometri quadrati, mentre la scala temporale dipende dalle condizioni di

deflusso, e varia dai mesi alle centinaia di anni.

3.6.3 Utilizzo di traccianti

I composti utilizzati sono solitamente trizio e clorofluorocarburi (CFC). In alternativa al trizio, la cui concentrazione sta diminuendo per decadimento, si utilizza spesso il rapporto trizio/elio-3 ($^3\text{H}/^3\text{He}$). In questo caso, la concentrazione di elio-3 deve essere depurata della parte derivante da reazioni in atmosfera e dal decadimento di Torio e Uranio: deve essere considerata solamente la concentrazione di elio-3 derivante dal decadimento del trizio (Moran, et al., 2005).

I CFC sono una categoria di composti comparsi in atmosfera solamente nel XX secolo. CFC-12 è stato prodotto a partire dal 1931, CFC-11 dal 1936 (Chl07). Negli anni successivi sono stati prodotti altri composti CFC, tra cui il più diffuso è CFC-13. Tra la produzione ed il rilascio in atmosfera, con il conseguente ingresso nel ciclo idrologico, sono passati intervalli di tempo di qualche mese o anno. Le concentrazioni in aria (vedi Figura 2), i rapporti di mescolamento in atmosfera così come le solubilità in acqua di tali composti sono conosciuti; questo li rende degli ottimi traccianti.

La stima della ricarica tramite rilevamento dei suddetti composti deve essere eseguita in aree a flusso prevalentemente verticale, come avviene in prossimità di spartiacque piezometrici. In alternativa, si può stimare l'età dell'acqua, definita come il tempo trascorso dall'ingresso dell'acqua nella zona satura.

In acquiferi non confinati, generalmente l'età dell'acqua aumenta linearmente con la profondità. In prossimità della base dell'acquifero, la velocità verticale si riduce fino ad annullarsi. Il calcolo dell'intensità di ricarica può essere eseguito secondo questa procedura:

- si determina l'età a differenti profondità lungo un profilo verticale;

- invertendo il gradiente dell'età, si determina la velocità di flusso verticale;
- si determina la velocità verticale in corrispondenza della tavola d'acqua;
- si moltiplica la velocità per la porosità dell'acquifero (similmente a quanto visto in Equazione 6).

La scelta del tracciante va effettuata tenendo presente alcuni vincoli. Nel caso dei CFC, la cessazione dell'utilizzo a partire dagli anni '90 può portare a qualche ambiguità nell'interpretazione dei dati. Inoltre, l'utilizzo è sconsigliato su aree in cui vi siano ingressi in falda imputabili ad attività umane.

Le concentrazioni di trizio ed elio-3 sono affette da variabilità dovute alla non perfetta conoscenza delle quantità immesse in atmosfera a seguito degli esperimenti nucleari; inoltre, in zona insatura l'elio subisce processi dispersivi di difficile ricostruzione.

Un'ipotesi su cui si basano i metodi appena descritti è che la concentrazione dei composti sia uguale in atmosfera e alla superficie freatica. Per soggiacenze superiori a 10 metri, l'errore commesso non è più trascurabile. Altre fonti di incertezza sono legate al trascurare l'influenza di temperatura, adsorbimento e degradazione (per i CFC). Infine, spesso tali metodi vengono trascurati a causa delle difficoltà analitiche e dei costi eccessivi.

3.6.4 Modellazione numerica

Una modalità classica di utilizzo dei modelli matematici per la stima della ricarica è la calibrazione inversa: si ricerca il valore di

ricarica tale da minimizzare lo scarto tra le osservazioni (misure di carico piezometrico, di flusso, di concentrazione) ed i corrispondenti valori derivati come output dal modello. Tale metodo può essere eseguito per tentativi (modalità *trial & error*) oppure avvalendosi di *software* di calibrazione automatica, basati sulla regressione non lineare, i più utilizzati dei quali sono PEST (Doherty, 1994) e UCODE (Poeter, et al., 2005). L'utilizzo della calibrazione automatica può contribuire a diminuire sensibilmente i tempi di lavoro; tuttavia, non risolve alcuni problemi causati da incertezza nella stima dei parametri. Il problema più frequente deriva dall'elevata correlazione che si riscontra tra ricarica e conducibilità idraulica: in questi casi, virtualmente infiniti set di valori di K e ricarica possono portare al medesimo risultato, in termini di bontà di calibrazione (Hill, et al., 2007), a patto di mantenerne costante il rapporto. L'incertezza nella stima di K (che ha generalmente distribuzione log-normale) può portare a errori elevati nella stima della ricarica. L'errore si riduce qualora si disponga di misure pregiate di K ovvero di misure di flusso (vedi Figura 3). Un'altra soluzione passa attraverso l'utilizzo parallelo di stime dell'età dell'acqua di falda. Permane il problema delle infinite soluzioni ottenibili mantenendo inalterato il rapporto tra ricarica e porosità; tuttavia la porosità varia molto meno della conducibilità idraulica, e la sua stima è più consistente anche in assenza di misure dirette.

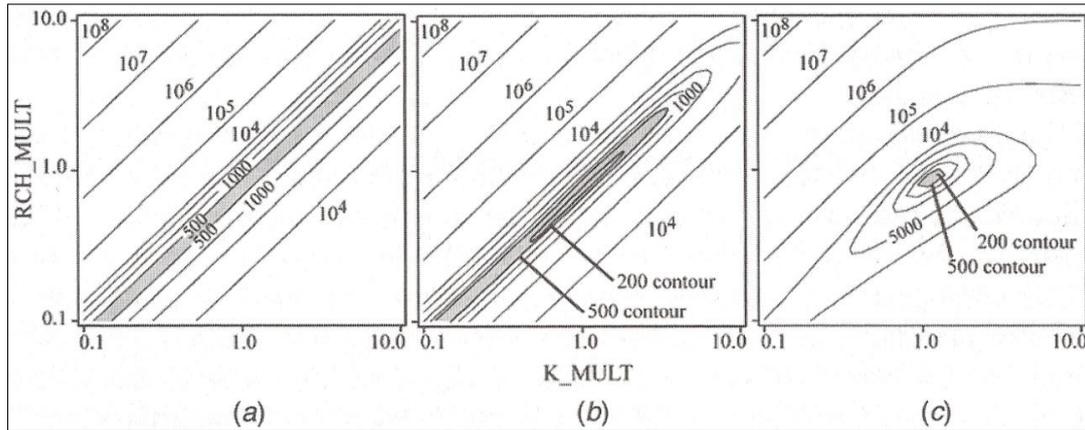


Figura 3 - Linee di livello della funzione obiettivo in funzione di due parametri: K sulle ascisse e ricarica sulle ordinate. (a) solamente dati di K, (b) e (c) dati di flusso con due pesi differenti. Nel primo caso, la funzione obiettivo ha infinite soluzioni (punti di minimo) corrispondenti ad infiniti valori di K e di ricarica (Hill, et al., 2007).

Un altro inconveniente è inerente alla dinamica di variazione dei livelli piezometrici: a seconda delle forzanti meteoriche, avvengono su scale orarie (scala di singolo evento), mensili (variazioni stagionali) o annuali (nel caso di fenomeni interannuali come *El Niño*). Una stima esauriente del processo necessita di misure con elevata frequenza ed ampia estensione temporale. Calibrare un modello con un set insufficiente di dati può dare origine a stime incorrette della ricarica. Si può infatti stabilire, in termini generali, che (Anderson, et al., 2007)

$$w(\vec{x}, t)A - Q(\vec{x}, t) = \frac{dV(\vec{x})}{dt} \quad (9)$$

con $w(\vec{x}, t)$ = tasso di ricarica per unità di incremento della tavola d'acqua, variabile in spazio e tempo, $Q(\vec{x}, t)$ = flusso in uscita dall'acquifero, V = volume di acqua nell'acquifero.

Se i livelli utilizzati per la calibrazione sono stati misurati in un periodo di abbassamento, $wA < Q$. Assumendo erroneamente delle condizioni stazionarie, si assume implicitamente $wA = Q$, sovrastimando quindi la ricarica. La condizione opposta (livelli piezometrici in aumento) porta ad una sottostima. Se ne può concludere che i valori estremi della ricarica stimata assumendo

condizioni stazionarie ($w_{st}(\vec{x})$) sono inferiori dei valori di ricarica effettiva:

$$|w_{st}(\vec{x})| \leq |w(\vec{x}, t)| \quad (10)$$

Tale risultato dipende evidentemente dal tasso di variazione del volume immagazzinato. Variazioni limitate sono evidenza di un equilibrio tra ingressi ed uscite; se le trasmissività e la ricarica assumono valori ridotti, il sistema si mantiene sempre in una situazione vicina all'equilibrio.

Una stima della ricarica su un periodo medio può essere ottenuta utilizzando una media dei livelli piezometrici osservati durante lo stesso intervallo di tempo. Per un acquifero freatico monodimensionale, la durata del periodo (t) è vincolata dalla seguente relazione (Anderson, et al., 2007):

$$t \gg \frac{S_y L^2}{T} \quad (11)$$

con S_y = coefficiente di immagazzinamento specifico, L = distanza dell'area di ricarica dalla condizione al contorno di valle, T = trasmissività dell'acquifero. Gelhar (1974) ha derivato una relazione analoga, in cui il periodo deve essere un terzo di quello in Equazione 11.

Tale relazione è difficilmente applicabile al caso di studio, dato che l'eterogeneità dei parametri idrogeologici non consente di riportarsi al caso monodimensionale.

In alternativa all'utilizzo di modelli fisicamente basati (detti anche meccanicistici perché ricostruiscono il meccanismo fisico con cui avviene il fenomeno), è possibile approcciare il problema con modelli empirici (modelli a scatola nera, *black box models*). Il nome deriva dalla focalizzazione sulla relazione che sussiste tra ingressi ed uscite del sistema, senza però curarsi di descriverne le basi fisiche (Soncini Sessa, 2004). Il gran numero di variabili coinvolte nel processo della ricarica alla falda costituisce, per tali modelli, soprattutto un vantaggio: poter trascurare il meccanismo fisico evita di conoscere il valore di ogni variabile. D'altra parte, la necessità di possedere serie di dati temporalmente estese e soprattutto di

conoscere il valore della ricarica in modo distribuito e non come valore medio aggregato sul sito ne limitano l'utilizzo.

Un esempio di applicazione di modelli empirici lineari si ha in (Bidwell, 2005), che ha utilizzato un modello ARMAX per stimare l'andamento del livello in diversi piezometri in risposta alla ricarica superficiale. Ne ha ottenuto un buon risultato, eccetto che in occasione di due periodi siccitosi, durante i quali un maggior prelievo di acque di falda per usi irrigui ne ha comportato lo scostamento rispetto ai livelli simulati. Il prelievo è una variabile esogena, considerare la quale comporterebbe la revisione concettuale del modello empirico. In casi come questo, poter inserire facilmente la variabile in un modello fisicamente basato a parametri distribuiti lo rende uno strumento più flessibile.

4 BIBLIOGRAFIA

Alberti, L., & Francani, V. (2007). Soluzioni per la gestione delle acque sotterranee della città di Milano. *GUMI - Geologia Urbana di Milano*. Milano.

Alberti, L., Francani, V., & La Licata, I. (2006). Hydrogeologic parameters and human activities influence on sea water intrusion at a refinery site. *Proceedings of the International FEFLOW User Conference*. Berlino, Germania.

Allen, R. (2001). *REF-ET: reference evapotranspiration calculation software*. University of Idaho.

Allison, G., Stone, W., & Hughes, M. (1990). Land clearance and river salinisation in the western Murray Basin, Australia. *J. Hydrol.* 119.

Anderson, M., & Woessner, W. (1992). *Applied groundwater modeling*. Academic Press Inc.

Anderson, W., & Evans, D. (2007). On the interpretation of recharge estimates from steady-state model calibrations. *Ground water*, 45 (4).

Bidwell, V. (2005). Realistic forecasting of groundwater level, based on the eigenstructure of aquifer dynamics. *Mathematics and Computers in Simulation*, 69 (1-2).

Bouvier, H., & Maddock, T. (1997). Making sense of the interactions between groundwater and streamflow; lessons for water masters and adjudicators. *Rivers N.* 6 , 19-31.

Bredehoeft, J. (2007). It is the Discharge. *Ground Water* , 45 (5).

Burdon, B. (1977). Flow of fossil groundwater. *Q. J. Eng. Geol.*

Chlorofluorocarbons Background. (s.d.). Tratto il giorno 12 15, 2007 da water.usgs.gov: <http://water.usgs.gov/lab/chlorofluorocarbons/background/>

de Vries, J., & Simmers, I. (2002). Groundwater recharge: an overview of processes and challenges. *Hydrogeology Journal*, 10 (1).

Delleur, J. (. (1999). *The Handbook of Groundwater Engineering*. Heidelberg: Springer.

Diersch, H.-J. (2005). *FEFLOW: Finite Element Subsurface Flow & Transport Simulation System - Reference Manual*. Berlino: WASY Ltd.

Doherty, J. (1994). *PEST*. Corinda, Australia: Watermark Computing.

Evelt, S., Warrick, A., & Mathias, A. (1995). Wall material and capping effects on microlysimeter temperatures and evaporation. *Soil. Sci. Soc. Am. J.* 59 .

Foster, S. (1990). Impacts of urbanization on groundwater. In M. H. (ed), *Hydrological proceses and water management in urban areas* (p. 187-207). IAHS Publ. 198.

Gee, G., & Hillel, D. (1988). Groundwater recharge in arid regions: review and critique of estimation methods. *Hydrol. Proc.* 2.

Greppi, M. (1999). *Idrologia*. Hoepli.

Healy, R., & Cook, P. (2002). Using groundwater levels to estimate recharge. *Hydrogeology Journal*, 10 (1).

Hill, M., & Tiederman, C. (2007). *Effective groundwater model calibration*. Wiley.

Ippischa, O., Vogelb, H. -J., & Bastian, P. (2006). Validity limits for the van Genuchten–Mualem model and implications for parameter estimation and numerical simulation. *Advances in Water Resources* , 29 (12).

Leij, F., Russell, W., & Lesch, S. (1997). Closed-form expressions for water retention and conductivity data. *Ground Water* , 35 (5).

Lerner, D. (1997). Groundwater recharge. In d. C. Saether O.M., *Geochemical processes, weathering and groundwater recharge in catchments* (p. 110). Rotterdam: AA Balkema.

Lerner, D. (2002). Identifying and quantifying urban recharge: a review. *Hydeogrology Journal*, Vol. 10, N. 1.

Lerner, D., Isaar, A., & Simmers, I. (1990). Groundwater recharge. A guide to understanding and estimating natural recharge. In *IAH Int. Contrib. Hydrogeol.* 8 (p. 345). Hannover: Heinz Haise.

Moran, J., & Bryant Hudson, G. (s.d.). Using groundwater age and other isotopic signatures to delineate groundwater flow and stratification.

Moran, J., & Bryant Hudson, G. (2005). Using groundwater age and other isotopic signatures to delineate groundwater flow and stratification. *Proceedings of the Annual Meeting of the Geological Society of America*. Salt Lake City, USA.

Poeter, E., Hill, M., Banta, E., & Mehl, S. (2005). *UCODE_2005 and three post-processors-computer codes for universal sensitivity analysis, inverse modeling, and uncertainty evaluation*. U.S. Geological Survey Techniques and Methods Report TM 6-A11.

Richards, L., Gardner, W., & Ogata, G. (1956). Physical processes determining water loss from soil. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 20.

Scanlon, B., Healy, R., & Cook, P. (2002). Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge. *Hydrogeology Journal*, Vol. 10, N. 1.

Schicht, R., & Walton, W. (1961). Hydrologic budgets for three small watersheds in Illinois. *Illinois State Water Surv. Rep. Invest.*

Sharma, M. (1985). *Groundwater recharge*. New York: Rotterdam.

Thornthwaite, C. (1948). An approach toward a rational classification of climate. *Geographical Review*, 38 (1).

Trefry, M., & Muffels, C. (2007). FEFLOW: A Finite-Element Ground Water Flow and Transport Modeling Tool. *Ground Water*, 45 (5).

U.S. EPA. (1994). *Alternative Methods for Fluid Delivery and Recovery*.

Ward, A., & Gee, G. (1997). Performance of a field-scale surface barrier. *J. Environ. Qual.* 26 .

Weeks, E. (2002). The Lisse effect revisited. *Ground Water*, 40 (6).

Zhu, J., & Mohanty, B. (2002). Spatial Averaging of van Genuchten Hydraulic Parameters for Steady-State Flow in Heterogeneous Soils. *Vadose Zone Journal*, 1.