

MODELLAZIONE DEGLI ACQUIFERI FESSURATI

A cura di P. Gattinoni

paola.gattinoni@polimi.it

DISPENSA ESTRATTA DALLE PRESENTAZIONI DEL CORSO DI FORMAZIONE PERMANENTE “STUDI IDROGEOLOGICI PER LA GESTIONE DELLE RISORSE IDRICHE SOTTERRANEE ALLA LUCE DEGLI STRUMENTI NORMATIVI”, TENUTOSI A MILANO DAL 16 AL 19 NOVEMBRE 2009

Indice

1	INTRODUZIONE	2
2	ELEMENTI FONDAMENTALI DELL'APPROCCIO MODELLISTICO	2
2.1	Definizione del modello concettuale	3
2.2	Progettazione del modello	3
2.3	Scelta del modello numerico risolutivo.....	4
2.3.1	Modelli darciani	4
2.3.2	Modelli discreti	5
2.3.3	Modelli a doppia porosità.....	6
3	L'ESEMPIO DELLA NOSSANA	7
4	BIBLIOGRAFIA.....	10

1 INTRODUZIONE

Passare da un'interpretazione qualitativa a una quantitativa del flusso idrico negli ammassi rocciosi, cosa indispensabile nei problemi applicativi, presuppone la necessità di sviluppare un modello del flusso idrico all'interno del reticolo fessurativo, in funzione di determinate condizioni al contorno. La complessità del problema spesso ne limita l'applicazione; infatti, tale approccio è reso difficoltoso per la necessità di ricostruire un sistema complesso, quale è l'ammasso roccioso appunto, per il quale la reperibilità dei dati in profondità è spesso quasi impossibile, soprattutto se si studiano aree molto estese.

Per la ricostruzione del flusso negli ammassi rocciosi esistono modelli che fanno riferimento a un mezzo poroso continuo equivalente (MODFLOW, McDonald e Harbaugh 1988) e altri che applicano un approccio discreto, che tiene conto delle caratteristiche delle singole discontinuità (FRAC3DVS, Therrien, 1992). Una terza possibilità è data dai modelli a duplice porosità, nei quali la filtrazione avviene sia nelle discontinuità sia all'interno della matrice porosa (Shapiro e Andersson, 1983; Rasmussen, 1988).

La scelta di ricorrere a uno o all'altro dei metodi citati viene fatta in funzione dei dati geologico-strutturali raccolti e della scala di lavoro prescelta, tenendo sempre presente che i risultati forniti dalla modellazione numerica sono soggetti a errori derivanti sia dalla limitata capacità del modello stesso di rappresentare la reale struttura geologica, sia dalla difficoltà di caratterizzare il sistema di fratture alla scala di interesse.

2 ELEMENTI FONDAMENTALI DELL'APPROCCIO MODELLISTICO

Le modellazioni del flusso idrico sotterraneo si sono notevolmente diffuse negli anni Ottanta e Novanta del secolo scorso, grazie allo sviluppo degli hardware e all'implementazione di nuovi software di simulazione matematica.

I modelli, in generale, sono sicuramente strumenti utili, in quanto permettono di rappresentare, in modo semplificato, fenomeni naturali di una certa complessità. Nel caso dell'analisi idrogeologica di un'area, l'utilizzo di un modello di flusso può avere tre finalità:

1. un fine predittivo, quando si intende prevedere cosa accade in un sistema fisico in seguito alla variazione delle condizioni al contorno;
2. un fine interpretativo, quando lo scopo della ricerca è quello di studiare i parametri di controllo di un'area specifica o di un determinato fenomeno;
3. lo studio di ambienti geologici generici, in previsione dell'analisi di sistemi fisici reali analoghi.

A livello del tutto generale, si può dire che i modelli matematici simulano indirettamente i fenomeni, tramite un sistema di equazioni. Le equazioni che vengono utilizzate in un modello di flusso sono:

- l'equazione fondamentale del moto;
- le condizioni al contorno (deflussi lungo i limiti del modello);
- le condizioni iniziali (distribuzione iniziale delle variabili, in caso di fenomeni non stazionari).

Una volta creato il modello matematico, questo può essere risolto analiticamente o numericamente, a seconda delle ipotesi di partenza e dello scopo da raggiungere. Il modello è dunque uno strumento

estremamente utile e versatile, in termini di flessibilità nell'affrontare i problemi, soprattutto per la possibilità di gestire più parametri contemporaneamente. Accanto a queste qualità, l'utilizzo di un modello presenta però anche alcuni inevitabili svantaggi di cui tenere conto: innanzitutto i costi, data la mole notevole di dati richiesti in ingresso, ma soprattutto l'attendibilità dei risultati, affetti da un errore che cresce esponenzialmente quanto più i dati di partenza sono scarsi. Diventa allora importante stabilire il tipo di risultati che si intende raggiungere tramite il modello, poiché da questi dipende la complessità del modello stesso e quindi lo sforzo richiesto per l'implementazione.

La procedura generalmente seguita nella costruzione di un modello matematico è così schematizzabile:

1. scopo del modello: definisce il grado di complessità del modello;
2. modello concettuale: rappresenta in modo semplificato la realtà, individuando i limiti del modello e le unità idrostratigrafiche;
3. equazione generale e codice di calcolo: la scelta deve essere fatta in funzione del tipo di problema da analizzare, delle finalità del modello e dello strumento informatico utilizzato;
4. implementazione del modello: prevede la definizione delle condizioni iniziali e di quelle al contorno, la scelta della griglia e l'assegnazione di valori preliminari ai parametri idrogeologici dei materiali coinvolti;
5. calibrazione dei parametri: si tratta di una prima verifica della qualità del modello, al fine di testarne le capacità di riprodurre i fenomeni reali;
6. analisi di sensitività: si valuta l'effetto dell'incertezza nella stima di alcuni parametri sui risultati della simulazione;
7. previsioni e interpretazione dei risultati;

8. eventuali modifiche del modello.

L'ultima generazione di modelli è rappresentata dai modelli stocastici, basati su strumenti di tipo probabilistico-statistico in grado di analizzare il comportamento di un sistema in maniera non deterministica.

2.1 DEFINIZIONE DEL MODELLO CONCETTUALE

Si sottolinea che il modello concettuale costituisce una schematizzazione del sistema fisico finalizzata a idealizzare, semplificandola, la situazione reale. Tale semplificazione è necessaria in quanto una completa ricostruzione del dominio reale non è realizzabile per il numero eccessivo di informazioni necessarie. D'altra parte, è anche vero che più il modello concettuale approssima la realtà, migliore e più accurato sarà il modello numerico costruito.

La difficoltà nell'individuazione del modello concettuale è costituita proprio dal dover conciliare esigenze contrastanti: il modello concettuale deve essere semplificato quanto possibile, in funzione della complessità della struttura in esame e del tipo e della qualità del risultato che si vuole ottenere.

Una volta definito l'obiettivo, è necessario procedere alla delimitazione del dominio in esame e all'individuazione dei suoi limiti, ovvero delle condizioni al contorno.

2.2 PROGETTAZIONE DEL MODELLO

La progettazione del modello richiede le seguenti operazioni.

1. Analisi dei dati idrogeologici a disposizione per la costruzione del modello concettuale dell'area d'indagine:
 - valori di pioggia e temperatura (ricarica ed evapotraspirazione);
 - stratigrafie dei pozzi e piezometri;
 - permeabilità, trasmissività e porosità delle unità idrogeologiche individuate;

- piezometrie e relative carte di distribuzione dei carichi idraulici, non solo all'interno del dominio di studio, ma anche nelle aree limitrofe;
 - eventuali prelievi idrici di pozzi attivi nell'area di studio;
 - ubicazione e portate delle sorgenti;
 - portate e livelli idrici dei corsi d'acqua.
2. Implementazione del modello di flusso tramite il codice di calcolo scelto:
- creazione del modello concettuale del sistema in esame, con delimitazione del dominio di studio, individuazione delle unità geologiche e idrogeologiche di interesse, ricostruzione delle condizioni di deflusso idrico sotterraneo, valutazione dei termini di ricarica e deflusso delle falde;
 - scelta della griglia di discretizzazione del dominio;
 - definizione delle condizioni al contorno e di quelle iniziali, sulla base delle informazioni conosciute.
3. Taratura del modello:
- taratura dei parametri, in particolare in relazione al valore di conduttanza da attribuire ai corsi d'acqua e alle sorgenti;
 - analisi di sensitività del modello, in relazione alla completezza e affidabilità dei dati utilizzati.
4. Simulazione e analisi degli scenari:
- simulazione delle condizioni di deflusso della falda in presenza di diverse sollecitazioni meteoriche e/o condizioni al contorno.

2.3 SCELTA DEL MODELLO NUMERICO RISOLUTIVO

Prima di iniziare con la progettazione vera e propria del modello matematico, è necessario individuare le equazioni che governano il processo fisico in esame e scegliere i codici di calcolo più adatti alla modellazione numerica; in funzione del contesto idrogeologico e della scala di analisi, deve innanzitutto essere scelto il tipo di modello:

1. mezzo continuo equivalente (per es. MODFLOW, McDonald e Harbaugh, 1988);
2. approccio discreto in grado di tenere conto delle caratteristiche delle singole discontinuità (FRAC3DVS, Therrien, 1992);
3. duplice porosità con filtrazione sia nelle discontinuità sia all'interno della matrice porosa (Shapiro e Andersson, 1983; Rasmussen, 1988).

In ogni caso, le equazioni che costituiscono il modello di flusso possono poi essere risolte analiticamente o per via numerica. I metodi analitici presuppongono delle semplificazioni (omogeneità e flusso mono- o bidimensionale). Per questo, nelle applicazioni pratiche sono più diffuse le soluzioni per via numerica; infatti, grazie alla potenza di calcolo attualmente raggiunta dagli strumenti informatici, i metodi numerici risultano più versatili e consentono di eseguire un maggior numero di simulazioni in tempi relativamente brevi. I metodi numerici più utilizzati per risolvere i problemi di flusso sotterraneo sono quelli degli elementi finiti e delle differenze finite; la scelta tra queste due tecniche dipende dal sistema che si vuole modellare.

2.3.1 Modelli darciani

Molti Autori hanno scelto di ricorrere all'utilizzo di modelli darciani anche per la schematizzazione di sistemi fratturati, con riferimento ai concetti di permeabilità

equivalente e volume elementare rappresentativo. Evidentemente, ciò è possibile solo quando si può definire un VRU all'interno del dominio in esame.

La scelta del continuo viene fatta generalmente in base alle conoscenze sulla distribuzione delle fratture e della permeabilità e al tempo computazionale richiesto per l'elaborazione. Se la circolazione idrica è dominata da un unico sistema di discontinuità, può essere stimata una conducibilità idraulica equivalente per l'ammasso roccioso utilizzando l'ipotesi del mezzo continuo oppure un'approssimazione piano-parallela (Domenico e Schwartz, 1990; Hsieh, 2002). D'altro canto, la conducibilità idraulica può variare nello spazio e l'ammasso roccioso può essere anisotropo; inoltre, la presenza di estese fasce di frattura condiziona fortemente il deflusso della falda. La soluzione ottimale è spesso quella di utilizzare un modello relativamente semplice quale quello del mezzo continuo, tenendo conto nel contempo della presenza di lineamenti strutturali, quali le zone di frattura, come elementi fondamentali nel controllo della circolazione idrica. Alcuni tentativi sono stati compiuti, con riferimento sempre a un mezzo poroso equivalente, anche per la determinazione della trasmissività delle strutture carsiche tramite procedure di back analysis (Laroque et al., 1999). In generale, i risultati ottenuti dall'applicazione di modelli darciani evidenziano come la calibrazione del modello sia fortemente influenzata dalla dimensione delle celle utilizzate e dalla disponibilità di misure di campo.

I modelli basati sull'uso del continuo equivalente si basano sull'equazione fondamentale della filtrazione nei mezzi porosi. Tale equazione viene generalmente risolta coi metodi alle differenze finite a celle centrate. In questo modo, essendo N il numero dei nodi, si ottiene un sistema di N equazioni in N incognite (il carico piezometrico); il sistema viene risolto in modo iterativo fissando un opportuno

criterio di convergenza. Si può così ricavare il valore del carico idraulico a centro cella in tutto il dominio considerato.

Per ognuna delle celle in cui viene suddiviso il dominio si forniscono i valori dei parametri idrogeologici (permeabilità, spessore dell'acquifero, coefficiente d'immagazzinamento ecc.). Dovendo modellizzare un mezzo fessurato, per l'attribuzione dei valori di permeabilità è necessario calcolare preventivamente il tensore di permeabilità e da questo ricavare i valori di k_x , k_y e k_z da inserire nel modello. Per rendere determinato il problema è indispensabile fornire le condizioni al contorno, che possono essere di vario tipo:

- condizioni di Dirichelet (a carico idraulico imposto);
- condizioni di Neumann (a flusso costante; per es. per pozzi o spartiacque);
- condizioni di Cauchy (a carico idraulico dipendente dal flusso; per es. per fiumi e sorgenti).

2.3.2 Modelli discreti

Appare evidente come questo tipo di approccio darciano non sia più valido se il sistema viene studiato a scala di dettaglio, per la quale è di fatto indispensabile ricorrere a modelli di flusso discreti. Ciò implica la necessità di generare un reticolo fessurativo al quale applicare le appropriate condizioni al contorno, per poi stabilire le tecniche numeriche più adatte a predire il flusso.

I modelli discreti, sviluppati sia in due dimensioni (Long e Witherspoon, 1985; Robinson, 1982) sia in campo tridimensionale (Hung e Evans, 1985; Rasmussen, 1988; Andersson e Dverstorp, 1987; Dverstorp e Andersson, 1989), simulano esplicitamente il flusso in ogni singola frattura utilizzando, per esempio, l'equazione di Navier-Stokes (Bear, 1993), le leggi di Kirchoff's per i circuiti elettrici (Kraemer e Haitjema, 1989) o i modelli a dischi circolari idraulicamente connessi (Cacas et al., 1990).

Di fatto, anche nella letteratura internazionale, l'applicazione di modelli basati sull'ipotesi di flusso lungo le fratture (Diodato, 1994) si limita a casi semplificati o di modeste dimensioni (McCaffrey e Adinolfi, 2003; Jeong et al., 1999; Machado et al., 2001), oppure fa riferimento a studi particolarmente specifici e dettagliati (Oxtobee e Novakowski, 2003); in questo tipo di studi, però, si analizzano le condizioni della circolazione idrica in funzione delle singole discontinuità e dei relativi parametri, mentre vengono generalmente trascurati gli effetti prodotti dalla presenza di fasce di frattura vere e proprie. Di particolare interesse risulta, in tale settore, l'applicazione di modelli numerici agli elementi distinti, in grado di analizzare la circolazione idrica sotterranea in campo sia bidimensionale sia tridimensionale; un tale approccio richiede però la disponibilità di numerosi dati di sottosuolo ed è stato, di conseguenza, applicato con maggiore frequenza allo studio delle venute d'acqua in galleria (Papini et al., 1994; Molinero et al., 2002).

Un esempio di modello matematico in grado di simulare, attraverso un metodo numerico agli elementi distinti, il flusso dell'acqua all'interno delle discontinuità è il codice di calcolo UDEC (Itasca, 1999). Esso consente di eseguire uno studio meccanico-idraulico nel quale la permeabilità dei giunti è dipendente anche dalla deformazione meccanica, che, a sua volta, è influenzata dalla pressione dell'acqua all'interno delle fratture. Tale approccio consente di ricostruire il reticolo di flusso all'interno dell'ammasso roccioso, determinando sia le portate defluenti sia le pressioni dell'acqua nelle singole discontinuità, e risulta particolarmente utile nella risoluzione di problemi inerenti alla stabilità dei versanti e alla progettazione di opere in sotterraneo.

Per dare risultati soddisfacenti, l'approccio discreto deve contenere informazioni dettagliate sulle caratteristiche delle fratture; esso consente quindi di simulare fenomeni locali o processi a piccola scala, mentre si

rivela impraticabile per modellare processi a grande scala, a causa delle limitazioni computazionali connesse all'elevata mole di dati necessari. Spesso l'approccio discreto si dimostra appropriato in presenza di sistemi di fratture o di locali fasce di frattura idraulicamente dominanti (Samardzioska e Popov, 2005).

2.3.3 Modelli a doppia porosità

L'approccio discreto nasce dall'osservazione che nelle rocce non fratturate si possono avere porosità anche elevate (immagazzinamento) con bassissime permeabilità (assenza di flusso); al contrario, all'interno delle fratture, pur non avendo grandi volumi di immagazzinamento, si possono avere permeabilità (e quindi flussi) anche elevate.

I modelli a doppia porosità (introdotti da Barenblatt et al. nel 1960 e in seguito implementati da Warren e Root nel 1963 e da Kazemi nel 1969) cercano quindi di coniugare la semplificazione dei modelli darciani con la complessità di quelli discreti, considerando contemporaneamente ma separatamente l'uno dall'altro il moto dell'acqua all'interno della roccia intatta (porosità primaria) e quello nel reticolo fessurativo (porosità secondaria).

Nei modelli a doppia porosità vengono infatti implementate le equazioni che governano entrambi i mezzi (continuo e fratturato), tra i quali sono evidentemente possibili scambi di portata all'interfaccia. Alcuni esempi di modelli semianalitici e numerici sono stati proposti da Huyakorn et al. (1983), Rowe e Booker (1990), Sudicky (1990). I modelli a doppia porosità vengono generalmente utilizzati per la simulazione del flusso e del trasporto di contaminanti (Bai et al., 1997; Moutsopoulos et al., 2001; Alboin et al., 2002), in quanto questi ultimi possono avere interazioni non trascurabili con la matrice solida della roccia, soprattutto in relazione ai processi di diffusione e dispersione del contaminante. Alcune limitazioni dei modelli a doppia porosità sono l'assunzione poco

realistica di blocchi di geometria molto semplificata e il fatto che il moto di advezione nella matrice rocciosa viene generalmente trascurato.

3 L'ESEMPIO DELLA NOSSANA

Nel caso della sorgente Nossana, vista la complessità del sistema e la scarsità di dati disponibili, l'approccio di analisi si è fondato su un modello concettuale semplificato, che sulla base delle caratteristiche geologiche e idrogeologiche dell'area, descrive i processi fondamentali che regolano il deflusso della sorgente.

L'unico ingresso al sistema è costituito dalla ricarica durante il periodo primavera-autunno, che dipende dalla quota e dal grado di carsismo. Tale ricarica è stata stimata sulla base dei dati di precipitazione e temperatura misurati nelle stazioni pluviometriche limitrofe, calcolando l'evapotraspirazione tramite la formula di Thornthwaite (1984) e trascurando inizialmente il contributo della copertura nivale e il deflusso superficiale. In effetti, il coefficiente d'infiltrazione dell'area è particolarmente alto e i corsi d'acqua sono alimentati prevalentemente dalle acque sotterranee.

Per quanto riguarda la conducibilità idraulica, come ben noto, in un acquifero carsico/fratturato essa è caratterizzata da un'elevata variabilità sia in termini di distribuzione areale sia con la profondità. La distribuzione areale è stata ricostruita tenendo conto sia della presenza di zone a carsismo diffuse, caratterizzate da forme carsiche superficiali quali doline e inghiottito, sia dell'andamento delle zone di frattura, in quanto sono proprio tali strutture a controllare il deflusso sotterraneo. La conducibilità idraulica di superficie è stata quindi valutata sulla base dei rilievi geologico-strutturali, che hanno permesso di caratterizzare le principali grandezze che governano il deflusso (i.e., giacitura, apertura e spaziatura delle discontinuità) e quindi

calcolare il tensore di conducibilità idraulica (Kiraly et alii, 1971) e la corrispondente permeabilità equivalente (Louis, 1974) su aree omogenee. Sulla base dei rilievi in sito, inoltre, lungo le fasce di frattura si è considerato un incremento locale della conducibilità idraulica pari ad un ordine di grandezza; analogamente si sono modellati anche i condotti carsici, in quanto impostati prevalentemente lungo frattura. Per quanto riguarda l'andamento della conducibilità idraulica con la profondità, esso dipende, soprattutto negli acquiferi carsici, da numerosi fattori e deve quindi essere calibrato caso per caso. Non disponendo per il bacino in esame di dati inerenti i parametri idrogeologici in profondità, si è supposto che la conducibilità idraulica diminuisca con la profondità. Tale assunzione si basa sulle seguenti considerazioni generali:

- all'aumentare del carico litostatico con la profondità, le discontinuità tendono a chiudersi o comunque ad avere una apertura idraulica ridotta (Bandis et al., 1983);
- la porzione superficiale dell'ammasso roccioso, a causa della maggiore alterazione chimico-fisica, è interessata da una più intensa fratturazione, cosicché la conducibilità idraulica tende a diminuire con la profondità, come sperimentalmente osservato da numerosi Autori (Snow, 1970; Louis, 1974; Gangi, 1978; Walsh, 1981).

Il tasso di decrescita è stato calibrato in un secondo momento, durante simulazione numerica del flusso, condotta col codice di calcolo MODFLOW (Harbaugh et alii, 2000). La scelta di trattare il mezzo carsico-fratturato assimilandolo ad un poroso equivalente si giustifica in quanto la scala di analisi può essere considerata un "very large field" (Bear e Berkowitz 1987), tale cioè da poter assimilare il flusso all'interno di un mezzo fratturato a quello di un continuo; inoltre, studi precedenti hanno dimostrato

che l'approccio del poroso equivalente può fornire buoni risultati per simulare il flusso a grande scala anche in un acquifero carsico-fratturato, soprattutto se:

- fratture e condotti carsici formano un sistema piuttosto uniforme e ben interconnesso (Crocì et al., 2003),
- l'obiettivo della modellazione è quello di simulare la portata di una sorgente (Scanlon et al., 2003),
- si dispone unicamente dei dati di portata della sorgente ai fini della calibrazione del modello (Angelini e Dragoni, 1997).

Il dominio è stato suddiviso con 240x200 celle quadrate di dimensione media pari a 50m (da 100m della porzione esterna del dominio a 20 m nella zona di maggiore interesse in corrispondenza della Val Nossana, e in 5 layer si spessore variabile, per simulare una permeabilità e una porosità decrescenti con la profondità. Tale discretizzazione del dominio determina un volume delle celle variabile da $1.2E4 \text{ m}^3$ nel primo layer a $1E6 \text{ m}^3$ in profondità, ben superiore al Volume Rappresentativo Elementare (Bear, 1972), generalmente compreso tra 103 m^3 per la porzione di roccia superficiale più fratturata e 106 m^3 per un acquifero carsico (Civita, 2005).

Per quanto riguarda le condizioni al contorno, si sono applicate:

- no flow esternamente al bacino;
- condizioni River lungo i torrenti: la conduttanza è stata calcolata cella per cella come $CR = KLW/M$ (dove K è la conducibilità idraulica del layer più superficiale, L la lunghezza della cella, W la larghezza del corso d'acqua ed M lo spessore del fondo-alveo, assunto pari a 1 m).;
- condizione Drain in corrispondenza della sorgente: la conduttanza del dreno (pari a $5.6E-1 \text{ m}^2/\text{s}$) è stata stimata considerando le caratteristiche geometriche della

sorgente (larghezza = 20 m e lunghezza = 80 m, per uno spessore unitario) e la conducibilità idraulica del layer superficiale (pari a $3.5E-4 \text{ m/s}$);

- una ricarica superficiale dipendente dalla quota.

Come già anticipato, la riduzione della conducibilità idraulica con la profondità è stata oggetto di calibrazione, al fine di simulare le portate misurate della Sorgente Nossana negli ultimi 4 anni. Poiché gli unici dati per la calibrazione sono proprio le portate della sorgente (corrispondenti ad un unico punto-target di portata), la calibrazione è stata condotta dapprima in stazionario e poi in regime transitorio con una tecnica "trial and error", variando di volta in volta il tasso di decrescita della conducibilità idraulica con la profondità. Ai fini della calibrazione, sono stati considerati sia una decrescita esponenziale sia una lineare, ottenendo che per il caso in esame l'andamento lineare è quello in grado di minimizzare l'errore tra portate osservate e simulate. Nonostante la complessità del sistema naturale, il modello ha fornito un buon adattamento coi dati storici di portata, con un errore medio pari all'1%. Tale errore residuo è dovuto essenzialmente alla notevole variabilità nella fusione del manto nevoso, che interessa le quote più elevate. Non disponendo di valori di carico piezometrico dell'acquifero, noto solo in relazione alla quota di emergenza delle sorgenti, non è stato possibile procedere ulteriormente con la calibrazione.

Il modello matematico precedentemente implementato e calibrato è stato in un secondo momento utilizzato per identificare i parametri che condizionano il deflusso della sorgente in fase di esaurimento. L'entità della portata minima utile per il sistema acquedottistico servito dalla sorgente (pari a circa $1 \text{ m}^3/\text{s}$) si colloca tra i valori finali del tratto intermedio della curva di esaurimento, caratterizzata da un coefficiente di

esaurimento α_2 , sensibile all'entità della ricarica. Per identificare i valori di tale coefficiente sono state condotte una serie di simulazioni in regime transitorio al variare della ricarica, analizzando la successiva risposta della sorgente in fase di recessione e ricostruendo le corrispondenti curve di esaurimento; in tal modo, è stato possibile definire una relazione tra i parametri descrittivi dell'esaurimento della sorgente e le precipitazioni della precedente stagione di ricarica. A titolo cautelativo, al fine di poter confrontare tra loro i risultati ottenuti con le diverse condizioni di ricarica, per ogni simulazione si sono scelte come condizioni iniziali quelle corrispondenti alla minima portata osservata della sorgente (marzo 2005). Per ogni simulazione è stata quindi ricostruita la curva di esaurimento della sorgente, verificandola poi con quelle osservate negli ultimi anni ed ottenendo un buon adattamento; infatti, la corrispondente ricarica stimata per gli anni monitorati è pari a:

- 905 mm per il periodo 2002-2003 (con un'anomalia causata dalle piogge eccezionali di ottobre-novembre 2002),
- 868 mm per il periodo 2003-2004,
- 715 mm per il periodo 2004-2005,
- 614 mm per il periodo 2005-2006,

In accordo con gli studi di letteratura, i risultati ottenuti dalle simulazioni in regime transitorio evidenziano che sia la portata iniziale Q_0 sia il coefficiente di esaurimento α aumentano in maniera lineare con le precipitazioni nella stagione di ricarica. In tal modo, è stato possibile esprimere la curva di esaurimento della sorgente in funzione della ricarica del periodo antecedente:

$$Q_t = (181.52r + 2144)\exp[(-10E-6r - 4.6E-3)t] \quad (1)$$

dove Q_t è la portata (in m^3/d) della sorgente al tempo t (in giorni) e r è la pioggia cumulata

(mm) caduta nella stagione di ricarica. Questo tipo di valutazione può essere utile per prevedere eventi di crisi idrica (durante la stagione asciutta) a partire dalle variabili climatiche (piogge e temperature, in base alle quali stimare la ricarica) monitorate nella precedente stagione più piovosa.

Avendo espresso la curva di esaurimento in funzione della ricarica e conoscendo la distribuzione di probabilità di quest'ultima, è possibile tramite simulazioni Monte Carlo ricostruire la distribuzione di probabilità della portata durante l'esaurimento, per qualsiasi un generico istante di tempo. In particolare, è possibile ricostruire la distribuzione di probabilità della portata alla fine dell'esaurimento, che attualmente ha una durata media di circa 3-4 mesi. Sapendo che il sistema acquedottistico servito dalla Sorgente Nossana entra in crisi per portate inferiori a $1 m^3/s$, l'attuale probabilità di occorrenza di un evento critico è pari al 2%. Si osserva inoltre che con una ricarica antecedente pari a 383 mm, l'evento di crisi può verificarsi dopo 4 mesi dall'inizio della stagione asciutta.

Al fine di tenere conto degli effetti connessi al cambiamento climatico, si sono utilizzate le temperature e le precipitazioni medie regionali previste dall'IPCC (2007) per calcolare le corrispondenti variazioni di portata della sorgente. I risultati ottenuti evidenziano una riduzione della portata di circa il 40%, dovuta sia al diminuire delle precipitazioni sia all'incremento di temperatura, che determina una notevole perdita sotto forma di evapotraspirazione. Tali variazioni di portata della sorgente comportano anche una variazione nella probabilità di accadimento dell'evento di crisi, sia per la riduzione nei valori di portata sia per la riduzione della durata critica del periodo asciutto, cioè il tempo t_{dry} per cui viene raggiunta la portata critica. Sulla base dei dati attualmente disponibili, tale t_{dry} potrebbe dimezzarsi nei prossimi 90 anni

4 BIBLIOGRAFIA

Angelini P., Dragoni W., 1997. The problem of modelling limestone springs: the case of Bagnara (North Apennines, Italy). *Ground Water* 35(4):612-618.

Bear, J., Berkowitz, B. (1987), «Groundwater flow and pollution in fractured rock aquifers», in P. Nowak (a cura di), *Development in Hydraulic Engineering*, vol. 4, Elsevier, New York.

Billiaux, D. (1990), «Hydrogéologie des milieux fracturés. Géométrie, connectivité et comportement hydraulique», Document Bureau de Recherches Géologiques et Minières, 186.

Cambi C., Dragoni W., 2000. Groundwater yield, climatic changes and recharge variability: Considerations out of the modelling of a spring in the Umbria-Marche Apennines. *Hydrogéologie*, no. 4: 11– 25.

Croci, A., Francani, V., Gattinoni, P. (2003), «Studio idrogeologico del bacino del torrente Esino», *Quaderni di Geologia Applicata*, 10 (2).

Dewandel B., Lachassange P., Boudier F., Al-Hattali S., Ladouche B., Pinault J.L., Al-Suleimani Z. (2005) «A conceptual hydrogeological model of ophiolite hard rock aquifers in Oman based on a multiscale and a multidisciplinary approach». *Hydrogeology Journal* 13: 708-726.

Gattinoni, P., Scesi, L. (2007), «La circolazione idrica nelle rocce», Casa Editrice Ambrosiana.

Kazemi, H. (1969), «Pressure transient analysis of naturally fractured reservoirs with uniform fracture distribution», *Soc. Pet. Eng. J.*, 9, pp. 451-462.

Kiraly, L. (1969), «Anisotropie et hétérogénéité de la perméabilité dans les calcaires fissurés», *Eclogae Geol. Helv.*, 62/2, pp. 613-619.

Harbaugh A.W., Banta E.R., Hill M.C., and McDonald M.G., 2000. MODFLOW-2000, the U.S. Geological Survey modular ground-water model – “User guide to modularization concepts and the Ground-Water Flow Process”: U.S. Geological Survey Open-File Report 00-92, 121 p.

Lee, C.H., Farmer, I. (1993), *Fluid Flow in Discontinuous Rocks*, Chapman & Hall, New York.

Louis, C. (1974), «Introduction à l'hydraulique des roches», *Bur. Rech. Geol. Min.*, 4/3, pp. 283-356.

Meyer, T., Einstein, H.H. (2002), «Geologic stochastic modeling and connectivity assessment of fracture systems in the Boston Area», *Rock Mech. Rock Eng.*, 35 (1), pp. 23-44.

Nastev M., Morin R., Godin R., Rouleau A. (2008), «Developing conceptual hydrogeological model for Potsdam sandstones in southwestern Quebec, Canada». *Hydrogeology Journal*.

Rasmussen, T.C. (1988), «Fluid flow and solute transport through three-dimensional networks of variably saturated discrete fractures», Ph.D. Dissertation, Department of Hydrology and Water Resources, University of Arizona.

Scanlon B.R., Mace R.E., Barret M.E., Smith B., 2003. Can we simulate regional groundwater flow in a karst system using equivalent porous media models? Case study, Barton Springs Edwards aquifer, USA. *Journal of Hydrology* 276:137-158.

Shapiro, A., Andersson, J. (1983), «Steady state fluid response in fractured rock: a boundary element solution for a coupled, discrete fracture continuum model», *Water Resources Res.*, 19 (4), pp. 959-969.

Therrien, R. (1992), «Three dimensional analysis of variably-saturated flow and solute transport in discretely-fractured porous media», Ph.D. Thesis, Department of Earth Sciences, University of Waterloo.