

## Il bilancio idrologico del Lago di Tovel

Andrea BERTAGNOLI\*, Bruno MAJONE & Alberto BELLIN

Dipartimento di Ingegneria Civile Ambientale, Università di Trento, Via Mesiano 77, I-38050 Trento

\*E-mail dell'Autore per la corrispondenza: [andrea.bertagnoli@ing.unitn.it](mailto:andrea.bertagnoli@ing.unitn.it)

**RIASSUNTO** - *Il bilancio idrologico del Lago di Tovel* - Il bilancio idrologico del Lago di Tovel rappresenta una parte importante degli studi orientati alla comprensione del comportamento idro-termodinamico dello specchio lacustre. Lo studio si compone di tre parti: lo sviluppo del modello di generazione dei deflussi del Torrente Tresenga e del Rio Rislà, la modellazione accoppiata del flusso e del trasporto dei nutrienti nel corpo frana in cui il Torrente Tresenga scompare prima di alimentare il lago sotto forma di afflusso profondo, e infine il bilancio idrologico di dettaglio del lago, capace di quantificare l'entità dei flussi che interessano lo specchio lacustre. Il modello di generazione dei deflussi, pur utilizzando solamente informazioni sulle precipitazioni e le temperature, si è dimostrato in grado di riprodurre in modo soddisfacente i deflussi misurati. In particolare, il bilancio idrologico ha consentito di elaborare una relazione che lega i deflussi totali in uscita al livello del lago, contribuendo a chiarire i meccanismi che controllano le notevoli oscillazioni stagionali a cui il lago è soggetto. I modelli sviluppati consentono di simulare la dinamica della forzante idrologica che condiziona il comportamento idro-termodinamico del lago, in particolare nei periodi di massimo arrossamento, per i quali non sono disponibili misure dirette degli apporti.

**SUMMARY** - *The hydrological budget of Lake Tovel* - The hydrological budget of Lake Tovel is an important part of the studies conducted in order to gain a better understanding of the lake dynamics. This study is structured in three parts: in the first part we developed a rainfall-runoff model for simulating runoff generation in the headwater catchment contributing to the lake. The model has been calibrated and validated by using hourly time series of streamflow in two small streams: the Rio Rislà and Torrente Tresenga, both tributary of the lake. Both time series embrace more than a hydrological year, from April 2002 to November 2003. Precipitations and temperatures are routinely measured at the lake. With this model we were able to reproduce accurately the recorded streamflow of both streams. In the second part of the study we modelled flow and solute (nutrient) transport, from the place where the Tresenga infiltrates into the geological formation created by an ancient landslide to the southern shore of the lake where the water emerges again as subsurface contribution to the lake. Finally, in the third part of this study we developed the water budget of the lake obtaining an empirical relationship between water fluxes through the subsurface outlet of the lake and the water level. We envision that these models can be safely used to predict runoff and the associated nutrient load during the period of maximum reddening of the lake, when only precipitations and temperature were recorded.

*Parole chiave:* idrologia del Lago di Tovel, bilancio idrologico, modelli afflussi-deflussi

*Key words:* hydrology of Lake Tovel, hydrological budget, rainfall-runoff models

### 1. INTRODUZIONE

La completa conoscenza delle caratteristiche idro-termodinamiche del Lago di Tovel costituisce un elemento di fondamentale importanza per la comprensione dei fattori che possono aver influito sullo sviluppo e la successiva scomparsa degli arrossamenti estivi che tanto hanno contribuito a rendere famoso questo lago, peraltro incantevole anche ora che il fenomeno sembra non ripetersi più. Lo studio idro-termodinamico deve essere preceduto da un'attenta analisi idrologica atta a individuare la natura degli

apporti e i meccanismi di ricambio delle acque. Tale analisi, che prende comunemente il nome di bilancio idrologico, appare subito di formidabile complessità, soprattutto per il fatto che il lago è inserito in un contesto idrogeologico eminentemente carsico con una netta prevalenza dei deflussi sotterranei su quelli superficiali. Il Torrente Tresenga, infatti, scompare nel corpo frana a sud-ovest del lago in corrispondenza di una depressione semicircolare denominata Pozzol di Tuenno (Fig. 1). Da qui l'acqua, muovendosi nel sottosuolo attraverso il materiale detritico del corpo frana, raggiunge il lago. L'unico immissario diretto

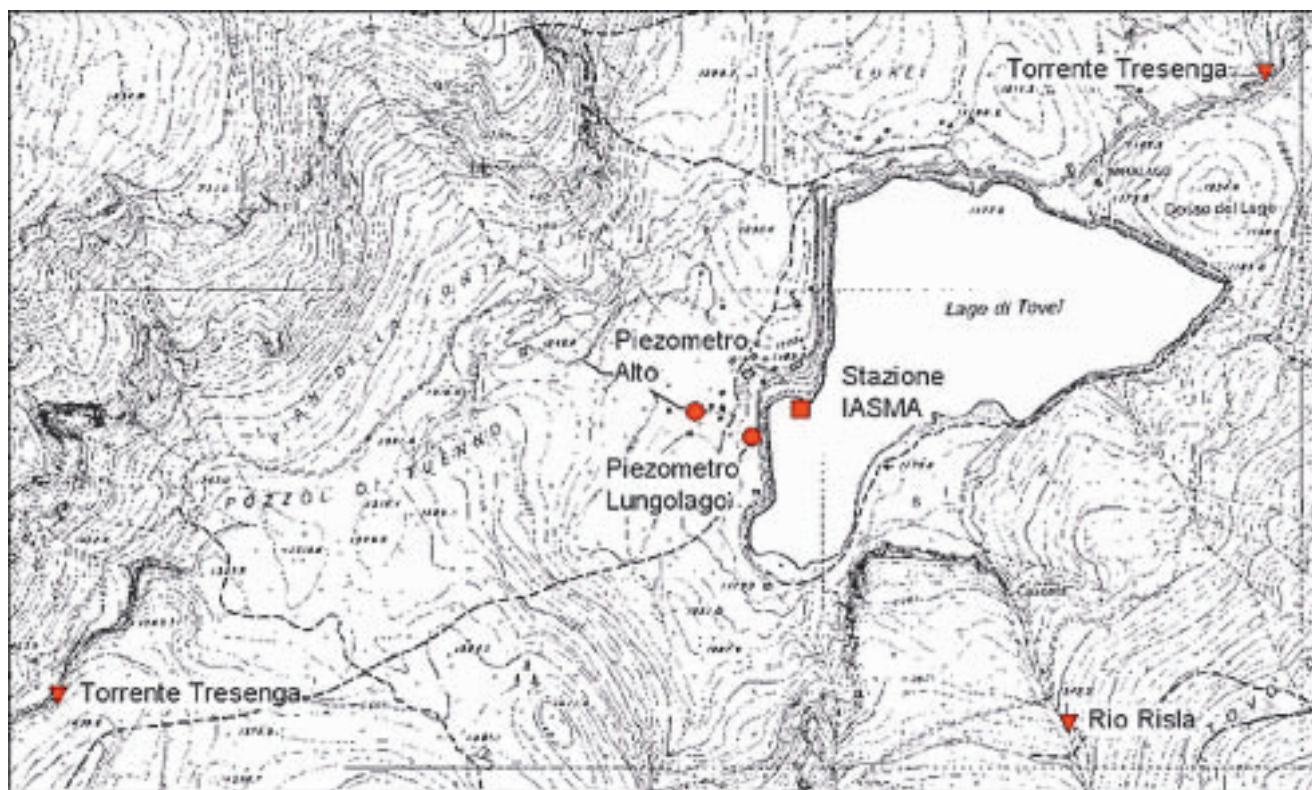


Fig. 1 - Mappa della zona del lago con indicata l'ubicazione degli strumenti di misura (Triangolo= Stramazzi; Cerchi= Piezometri; Quadrato= Stazione termopluviometrica).

Fig. 1 - Map of the site with indicated the location of the instruments (Triangle = weir; Circle = Piezometer; Square = Meteorological station).

del lago è dunque il Rio Rislà (Fig. 1). Un'attenta descrizione del contesto geologico nel quale si inserisce il lago, con importanti considerazioni in ordine alle caratteristiche idrogeologiche del bacino sotteso, è offerta nel lavoro di Borsato & Ferretti (2006).

L'emissario del lago prende origine dal lato settentrionale del lago (Fig. 1), dal quale trae alimentazione fino all'approssimarsi della stagione invernale, quando il livello dell'acqua scende a quote inferiori dell'incile, che si trova a quota 1177 m s.l.m.

Nonostante lo sfioro di superficie cessi nel tardo autunno, il livello del lago continua a scendere per tutto il periodo invernale, raggiungendo quote minime variabili a seconda delle annate ma che mediamente si attestano fra 1171 e 1172 m s.l.m., con un abbassamento medio di 5-6 m rispetto all'incile. Con l'arrivo della bella stagione e l'inizio del disgelo, gli apporti sotterranei alimentati dal Torrente Tresenga e quelli superficiali del Rio Rislà fanno risalire rapidamente il lago riattivando lo sfioro. Nei mesi successivi il lago subisce, di norma, fluttuazioni legate alle vicende meteorologiche mantenendo attivo lo sfioro.

Questo lavoro si prefigge quindi l'obiettivo di elaborare un idoneo bilancio idrologico del Lago di Tovel, capace di individuare, anche con l'ausilio di

opportuni modelli matematici, i flussi che interessano il lago. L'esposizione è così suddivisa: nel paragrafo 2 vengono descritte l'area di studio e le installazioni sperimentali; nel paragrafo 3 viene descritto il modello afflussi-deflussi utilizzato per modellare gli apporti superficiali del Torrente Tresenga e del Rio Rislà; nel paragrafo 4 viene presentato il modello di circolazione sotterranea nella zona compresa fra la località Pozzol di Tuenno e il limite sud del lago (Fig. 1); nel paragrafo 5 viene presentato il bilancio idrologico completo del Lago di Tovel; infine, nel paragrafo 6 vengono formulate alcune conclusioni.

## 2. AREA DI STUDIO E INSTALLAZIONI SPERIMENTALI

La Val di Tovel è situata nel settore settentrionale del Gruppo delle Dolomiti del Brenta. Dalla conca tettonica della Val di Non essa si insinua per uno sviluppo di 17 km tra il Monte Peller a ovest e il Monte Corno a est, fino all'imponente anfiteatro roccioso che circonda l'alta valle, tra il passo del Grosté e il Passo della Gaiarda, nel cuore del massiccio dolomitico. Il Lago di Tovel si incontra circa a metà dell'omo-

nima valle ed è adagiato su un complesso di depositi glaciali quaternari originatisi circa 15.000 anni fa. I depositi glaciali nelle vicinanze del lago sono spessi decine di metri e poggiano su un substrato roccioso composto principalmente da Dolomia (Ferretti & Borsato 2006). Alla vista il lago si presenta di forma grossomodo triangolare, è lungo circa un chilometro e largo poco più di 500 m, con una superficie di 382.450 m<sup>2</sup>; ha una profondità massima, nella zona centrale, di 38,5 m, mentre lo sfioro, come già detto, inizia a quota 1177 m s.l.m. Il bacino contribuente del lago si estende verso sud e ha una superficie di 40 km<sup>2</sup>, con un'escursione altimetrica che va dai 1177 m s.l.m. del lago fino ai quasi 3000 m s.l.m. del Monte Corno (Borsato & Ferretti 2006).

Nell'area di studio il Museo Tridentino di Scienze Naturali ha installato tre stazioni di misura della portata costituite da altrettanti stramazzi in parete sottile dotati di rilevatore automatico dei livelli. Le installazioni sono state effettuate rispettivamente sul Rio Rislà, sul Torrente Tresenga – a monte della zona Pozzol – e sull'emissario dove esso incontra la strada che porta al lago. Le stazioni di misura sono state installate in zone con alveo stabile e l'acquisizione automatica dei livelli, che avviene con cadenza oraria, ha interessato il periodo che va dal 26/04/2002 al 01/12/2003 (per una attenta descrizione degli apparati sperimentali e delle modalità di effettuazione delle misure si veda il lavoro di Borsato & Ferretti 2006).

Il Museo ha pure curato la realizzazione di due piezometri a monte del lago, denominati "Piezometro Alto" e "Piezometro Lungolago" (Fig. 1), al fine di monitorare le variazioni di livello della superficie freatica, rispettivamente nella località Pozzol e in prossimità del lago (Borsato & Ferretti 2006). Anche in questo caso i dati sono stati acquisiti con cadenza oraria.

Per quanto attiene i dati meteorologici necessari per l'applicazione dei modelli idrologici è stato possibile utilizzare il database della stazione termopluviometrica del Lago di Tovel appartenente alla rete di stazioni gestite dall'Istituto Agrario di San Michele all'Adige (IASMA). I dati di precipitazione e temperatura, riferiti allo stesso periodo in cui sono disponibili i dati di portata, sono stati acquisiti sempre con cadenza oraria.

### 3. GENERAZIONE DEL DEFLUSSO

Il deflusso che arriva al lago è generato dall'interazione fra la forzante climatica esterna, riconducibile essenzialmente alle precipitazioni, e il suolo del bacino contribuente. In questo contesto la temperatura gioca un ruolo determinante nel controllare la natura delle precipitazioni, ma anche la fusione nivale e la complessa dinamica della vegetazione, la quale ha un forte effetto di retroazione sul contenuto d'acqua nel

suolo, e di conseguenza, sulla generazione dei deflussi (Rodriguez-Iturbe & Porporato 2004). Il deflusso generato da un bacino, infatti, è il risultato di un insieme di processi strettamente interconnessi e difficilmente riproducibili nel dettaglio. Appare quindi necessario procedere attraverso adeguate schematizzazioni che, pur semplificando la descrizione del problema, riproducono le componenti essenziali, cioè quelle che, a seconda dei casi e delle condizioni climatiche, esercitano maggiore influenza sulla generazione del deflusso. Non si può quindi prescindere da adeguate parametrizzazioni dei processi il cui grado di sofisticazione dipende sia dalla complessità dei fenomeni da simulare che dalla disponibilità dei dati (Seibert & McDonnell 2002). La figura 2 riproduce lo schema concettuale emerso da un'attenta analisi preventiva orientata all'identificazione della struttura che garantisce una buona rappresentatività dei processi idrologici, e quindi una buona ricostruzione delle misure, limitando al massimo il numero di parametri soggetti a calibrazione, secondo la procedura denominata "top-down" descritta da Sivapalan (2003). Il modello utilizzato richiede di individuare la porzione di territorio che contribuisce alla portata transitante attraverso la sezione di misura, o comunque la sezione nella quale è richiesto il calcolo della portata. Questa sezione del corso d'acqua viene detta sezione di chiusura, o di controllo, del bacino.

Nella sua essenza il modello concettuale mira a riprodurre i seguenti due meccanismi: il deflusso prodotto dai versanti e la successiva propagazione all'interno della rete dei canali.

L'identificazione delle precipitazioni nevose, la conseguente dinamica di accumulo di neve al suolo e la successiva fusione assumono una notevole rilevanza in ambito alpino e quindi sono riprodotti con un apposito modulo. Infine, l'interazione con la vegetazione è pure simulata attraverso un modello semplificato di evapotraspirazione.

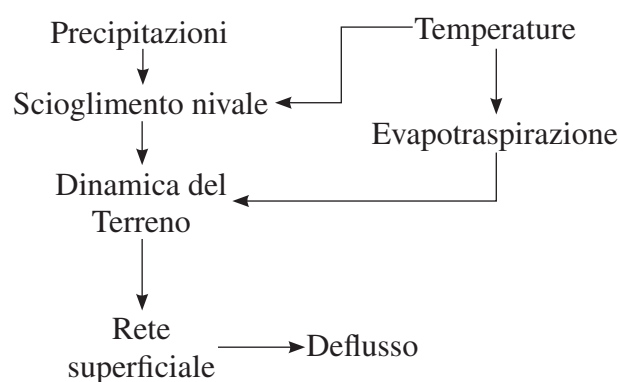


Fig. 2 - Schema di funzionamento del modello di generazione del deflusso.

Fig. 2 - Conceptual scheme of the runoff generation model.

### 3.1. Evapotraspirazione

Con il termine evapotraspirazione (ET) si intende comunemente la quantità d'acqua che viene trasferita dalla superficie del bacino verso l'atmosfera e è costituita dalla somma della traspirazione delle piante e dell'evaporazione dal suolo. Ambedue i flussi sono controllati dalle forzanti climatiche esterne, principalmente la temperatura, e anche dal contenuto d'acqua nel suolo (Nobel, 1999). Quando il contenuto d'acqua nel suolo supera un assegnato valore limite, che dipende dalle caratteristiche fisiologiche della vegetazione, l'evapotraspirazione diviene massima. Si parla in questo caso di evapotraspirazione potenziale, per distinguerla dall'evapotraspirazione reale che, come detto, risulta limitata dal contenuto d'acqua nel suolo. L'evapotraspirazione reale media mensile,  $ET_m^r$  [ $LT^{-1}$ ], viene quindi calcolata mediante la seguente espressione:

$$(1) \quad ET_m^r = \alpha \cdot ET_m^p$$

nella quale  $ET_m^p$  [ $L T^{-1}$ ] è l'evapotraspirazione potenziale media mensile del mese  $m$  ottenuta mediante la formula di Thornthwaite (Frega 1987; Bertagnoli *et al.* 2004):

$$(2) \quad ET_m^p = 1,6 \cdot b_m \left[ \frac{10t_m}{I} \right]^{a'}$$

dove  $\alpha$  è un opportuno coefficiente di riduzione da determinarsi mediante il processo di calibrazione descritto nel capitolo 3.5,  $t_m$  [ $^{\circ}C$ ] è la temperatura

media mensile,  $I = \sum_{m=1}^{12} \left[ \frac{t_m}{5} \right]^{1,51}$  è l'indice termico

annuale,  $b_m$  è un coefficiente correttivo che tiene conto della lunghezza media dei giorni del mese  $m$ , e infine  $a' = 67,5E^{-8} I^3 - 77,1E^{-6} I^2 + 0,0179 I + 0,492$ . L'evapotraspirazione media mensile viene poi distribuita uniformemente nei giorni del mese.

### 3.2. Accumulo e fusione nivale

In un ambiente tipicamente alpino, come quello che caratterizza il bacino tributario del Lago di Tovel, le precipitazioni possono assumere carattere nevoso. Ne consegue la necessità di distinguere le piogge dalle precipitazioni nevose, nonché di effettuare un bilancio della neve al suolo tenendo conto degli apporti e dell'ablazione che avviene principalmente, ma non esclusivamente, durante il periodo primaverile. Essendo la temperatura l'unica variabile climatica rilevata, abbiamo scelto di adottare il seguente modello a indice di temperatura (Beven 2001; Dingman 1994):

$$(3) \quad h_{melt}(t) = \begin{cases} c_{melt} \cdot (T(t) - T_{melt}) & \text{per } T > T_{melt} \\ 0 & \text{per } T < T_{melt} \end{cases}$$

nella quale  $h_{melt}$  [L] è l'altezza equivalente di neve fusa,  $c_{melt}$  [ $L \ ^{\circ}C^{-1}$ ] è il coefficiente di fusione e  $T$  [ $^{\circ}C$ ] è la temperatura dell'aria. Come si può notare dall'equazione (3) la fusione avviene quando la temperatura dell'aria è maggiore di  $T_{melt}$  [ $^{\circ}C$ ]. Si evidenzia, inoltre, che la precipitazione assume carattere nevoso quando la temperatura dell'aria è inferiore alla soglia  $T_{snow}$  [ $^{\circ}C$ ]. Il modello di scioglimento nivale richiede quindi la definizione di tre parametri:  $c_{melt}$ ,  $T_{melt}$  e  $T_{snow}$ .

Il considerevole dislivello fra il lago e il punto più alto del bacino ha consigliato di operare una suddivisione del bacino in fasce altimetriche di ampiezza pari a 100 m, per ognuna delle quali la temperatura viene calcolata tramite la seguente espressione:  $T(z) = T(z_0) + g_t(z - z_0)$ , nella quale  $T(z_0)$  è la temperatura rilevata a Tovel alla quota  $z_0$  di installazione della stazione termometrica,  $z$  è la quota intermedia della fascia altimetrica e, infine,  $g_t$  è il gradiente termico, assunto costante e pari a  $g_t = 0,002 \ ^{\circ}C \ m^{-1}$ .

### 3.3. Modello non lineare del suolo

Il deflusso specifico,  $r$  [ $L T^{-1}$ ], generato dall'interazione della pioggia – eventualmente incrementata dalla fusione nivale – con il suolo idrologicamente attivo, assume la seguente espressione:

$$(4) \quad r(t) = \frac{Q_0}{A} e^{-\frac{u(t)}{b}}$$

dove  $Q_0$  [ $L^3 T^{-1}$ ] è la portata di base,  $A$  [ $L^2$ ] è la superficie del bacino e  $b$  [L] è il parametro che controlla la propagazione nel suolo della perturbazione del contenuto d'acqua,  $u(t)$ , indotta dalla precipitazione (Majone *et al.* 2006). Il contenuto d'acqua nel suolo viene continuamente aggiornato attraverso il seguente bilancio di massa applicato allo strato di suolo attivo:

$$(5) \quad u(t) = u(t - \Delta t) + h_{eff}(t - \Delta t) - [r(t - \Delta t) + ET_{reale}(t - \Delta t)] \Delta t$$

nella quale  $h_{eff}$  [L] è l'altezza d'acqua somma della pioggia e dell'eventuale fusione nivale accumulate nell'intervallo di tempo  $\Delta t$  [T] e  $ET_{reale}$  [ $L T^{-1}$ ] è l'evapotraspirazione reale.

Tuttavia, una frazione del deflusso generato dal suolo non giunge alla sezione di chiusura del bacino, perché si infiltra raggiungendo gli acquiferi profondi dai quali emerge (non vi è modo di sapere se integralmente, o come è più probabile, solo parzialmente) a valle della sezione di chiusura, non contribuendo quindi al deflusso qui rilevato. Ne consegue che il deflusso generato dal suolo  $r$  deve essere ridotto tramite un opportuno coefficiente di perdita,  $c_p$ . Il deflusso efficace,  $r_{eff}$  [ $L T^{-1}$ ], che giunge alla rete superficiale assume quindi la seguente espressione:

$$(6) \quad r_{eff}(t) = (1 - c_p) \cdot r(t)$$

In questo modulo i parametri sono quindi  $Q_0$ ,  $b$  e  $c_p$ , ai quali si aggiunge il contenuto d'acqua iniziale  $u(0)$ . Si osservi come il modello proposto non preveda deflusso superficiale lungo i versanti, come del resto suggeriscono recenti risultanze sperimentali (si veda ad esempio McGlynn *et al.* 2002).

Nonostante l'ambiente carsico, il bacino presenta una rete di canali, ancorché poco sviluppata, che convoglia i deflussi verso il lago. I canali sono alimentati dai versanti secondo la dinamica appena descritta.

### 3.4. La rete superficiale

La rete di canali costituisce il sistema attraverso il quale i deflussi prodotti dai versanti vengono trasportati a valle. La loro azione può essere riprodotta mediante l'applicazione del metodo dell'Idrogramma Unitario Istantaneo Geomorfologico (GIUH) (si veda ad esempio Rodriguez-Iturbe & Valdes 1979; Gupta *et al.* 1980; Rodriguez-Iturbe & Rinaldo 1997):

$$(7) \quad Q(t) = A \int_0^t r_{eff}(\tau) \cdot g(t - \tau) d\tau$$

nella quale  $g [T^{-1}]$  è la funzione di trasferimento del sistema che, come dimostrato da Rodriguez-Iturbe & Valdes (1979), coincide con la densità di probabilità del tempo di residenza (pdf) dell'acqua della rete. L'utilizzo della relazione (7) postula che il comportamento della rete sia lineare, per cui la risposta del sistema a una qualsiasi sollecitazione esterna può essere ottenuta mediante la convoluzione della forzante esterna con la funzione di trasferimento  $g$ , la quale rappresenta quindi la risposta del sistema a un impulso unitario istantaneo.

Nel caso in esame abbiamo utilizzato la seguente funzione di trasferimento:

$$(8) \quad g(\tau) = \frac{\tau^{\varphi-1}}{\theta \Gamma(\varphi)} \exp\left[-\frac{\tau}{\theta}\right]$$

dove  $\varphi$  è il parametro di forma,  $\theta = T_0/\varphi$ ,  $T_0$  è il tempo medio di residenza e  $\Gamma(\varphi) = \int_0^\infty t^{\varphi-1} e^{-t} dt$  è la funzione

Gamma (Gradshteyn & Ryzhik 1980). La funzione di trasferimento (8) è stata scelta perché sottende uno spettro a legge di potenza che ben si adatta a riprodurre la fase di recessione delle piene, come evidenziato da Labat *et al.* (2000) con riferimento ad alcune sorgenti carsiche delle Alpi Francesi, da Majone *et al.* (2004) per alcune sorgenti carsiche delle Dolomiti del

Brenta e infine da Majone *et al.* (2006) per il bacino in esame. Dall'equazione (8) si nota che la funzione di trasferimento è identificata univocamente dai seguenti due parametri:  $T_0$  e  $\varphi$ .

### 3.5. Calibrazione dei parametri

Complessivamente, il modello richiede la definizione di dieci parametri ai quali occorre aggiungere due condizioni iniziali. Tuttavia, alcuni parametri hanno un limitato campo di variabilità e quindi possono essere stimati riferendosi a dati di letteratura. In particolare, i tre parametri che identificano il modello di scioglimento nivale possono essere fissati utilizzando i risultati di studi condotti in ambienti climaticamente simili (Beven 2001; Dingman 1994). Inoltre,  $Q_0$  è ottenibile dall'analisi della serie storica delle portate medie giornaliere. I parametri da stimare mediante calibrazione si riducono quindi a otto; un numero che limita, ma non elimina del tutto, il rischio di sovrapparametrizzazione del modello (Jakeman & Hornberger 1993).

La calibrazione del modello è stata dunque effettuata ricercando il minimo della seguente funzione obiettivo:

$$(9) \quad RSS = \sum_{i=1}^n (Q_i - Q_i^c)^2$$

nella quale  $Q_i$  e  $Q_i^c$  sono rispettivamente la portata misurata e calcolata dal modello al tempo  $t = i\Delta t$ . La combinazione di parametri che dà luogo al minimo della funzione (9) – corrispondente all'obiettivo di rendere globalmente minimo lo scarto fra la risposta del modello e le misure – è stata individuata mediante l'algoritmo di Levenberg-Marquardt (Levenberg 1944; Marquardt 1963).

### 3.6. Applicazione del modello

Il modello appena descritto è stato applicato allo studio dei deflussi del Torrente Tresenga, immediatamente a monte del punto in cui scompare nel corpo frana che delimita il lago verso sud, e del Rio Rislà, che sfocia direttamente nel lago lungo la sponda sud-est (Fig. 1). Il primo ha un bacino contribuyente di 19,09 km<sup>2</sup>, mentre il secondo di soli 2,69 km<sup>2</sup>. La tabella 1 riporta le principali caratteristiche delle serie temporali di portata nelle due sezioni di misura.

Per ambedue le stazioni di rilevazione si dispone di misure orarie di portata, che nei due periodi dal 26/04/2002 al 12/12/2002 e dal 17/04/2003 al 17/11/2003 sono ininterrotte (Borsato & Ferretti 2006). Il periodo di assenza di osservazioni, coincidente con l'inverno 2002-2003, è dovuto alla necessità di rimuovere gli strumenti per proteggerli dalle gelate invernali. La calibrazione del modello è stata

Tab. 1 - Principali elementi caratteristiche dei bacini idrografici del Torrente Tresenga e del Rio Rislà.

Tab. 1 - *Geomorphologic characteristics of the Tresenga and Rislà catchments.*

Bacino		Tresenga	Rislà
Superficie (km <sup>2</sup> )		19,09	2,69
Quota del bacino (m s.l.m.)	da	1400	1960
	a	2980	2490
Intervallo delle osservazioni (h)		1	1
Periodo di calibrazione	da	4/26/02	4/26/02
	a	8/10/02	8/10/02
Periodo di validazione n° 1	da	8/10/02	8/10/02
	a	12/12/02	12/10/02
Periodo di validazione n° 2	da	4/17/03	4/18/03
	a	11/17/03	12/1/03

effettuata utilizzando le portate misurate nel primo periodo d'osservazione, fino a 2500 h dall'inizio delle misure, mentre la rimanente parte delle osservazioni è stata utilizzata per la validazione. La tabella 2 mostra i parametri del modello che minimizzano la funzione obiettivo (9). La figura 3 pone a confronto le portate calcolate mediante il modello con quelle misurate nel Tresenga durante il periodo di calibrazione. Complessivamente, si nota una buona riproduzione delle portate misurate, anche se per due eventi di piena

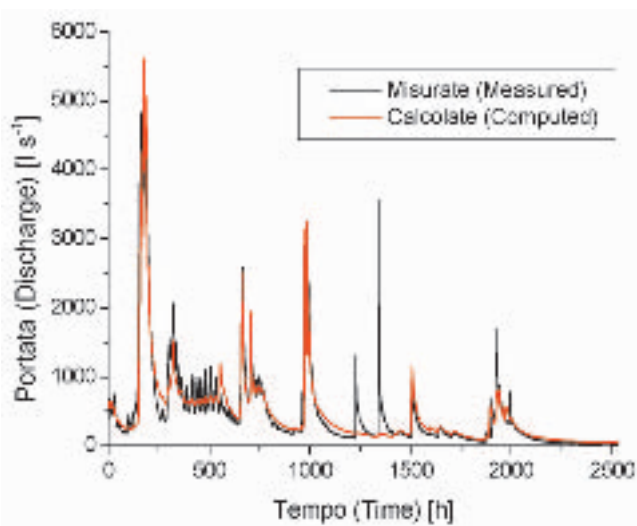


Fig. 3 - Torrente Tresenga: confronto fra le portate osservate e quelle simulate. Il confronto è limitato al periodo di calibrazione.

Fig. 3 - *Tresenga creek: measured and computed water discharges. The comparison is limited to the calibration period.*

Tab. 2 - Valori assunti dai parametri del modello e dalla condizione iniziale a seguito del processo di calibrazione. I parametri che variano durante il processo di calibrazione sono contrassegnati da un asterisco, gli altri sono fissati in base alle caratteristiche del bacino.

Tab. 2 - *Values assumed by the parameters of the model and by the initial condition after the calibration process. The parameters varied during the calibration procedure are indicated with an asterisk, while the others are fixed according to the characteristics of the catchment.*

Bacino	Rio Rislà	Torrente Tresenga
$\alpha$	1*	1*
$h_{\text{snow}}(0)$ (mm)	80	80
$g_t$ [ $^{\circ}\text{C} (100\text{m})^{-1}$ ]	0,2*	0,24*
$T_{\text{melt}}$ ( $^{\circ}\text{C}$ )	6*	4*
$T_{\text{snow}}$ ( $^{\circ}\text{C}$ )	0	0
$c_{\text{melt}}$ [ $\text{mm } ^{\circ}\text{C}^{-1}$ ]	0,085	0,085
$u(0)$ (mm)	142*	123*
$Q_0$ ( $\text{l s}^{-1}$ )	0,001	0,001
$m$ (mm)	12,5*	7,8*
$c_p$	0,77*	0,62*
$\varphi$	0,13*	0,19*
$T_0$ (s)	937820*	602300*

che si sono verificati nel periodo compreso fra 1200 e 1400 h dall'inizio della simulazione (dal 16/6/2002 al 24/6/2002) la qualità della riproduzione peggiora vistosamente. Da un'attenta analisi delle portate misurate e delle precipitazioni emerge che durante ambedue gli eventi il deflusso misurato è maggiore dell'afflusso, quest'ultimo calcolato nell'ipotesi che le precipitazioni fornite dalla stazione in riva al lago siano rappresentative dell'intero bacino. Considerando che non vi era presenza di neve al suolo, tale comportamento trova spiegazione solamente se si ammette che durante questi due eventi la precipitazione media del bacino sia stata superiore a quella misurata in riva al lago. Fatto questo del tutto plausibile se si considera che l'elevazione del bacino si riduce da sud verso nord e che le piene si sono sviluppate durante il periodo estivo, quando gli eventi meteorici sono principalmente di origine convettiva locale e quindi con intensità fortemente variabile nello spazio.

La figura 4 confronta le portate calcolate e quelle misurate per tutto il periodo d'osservazione, includendo cioè anche il periodo di validazione.

Si nota come nel periodo compreso fra 2500 e 5500 h dall'inizio delle misure (dal 9/8/2002 al 12/12/2002) il modello riesca a fornire una buona

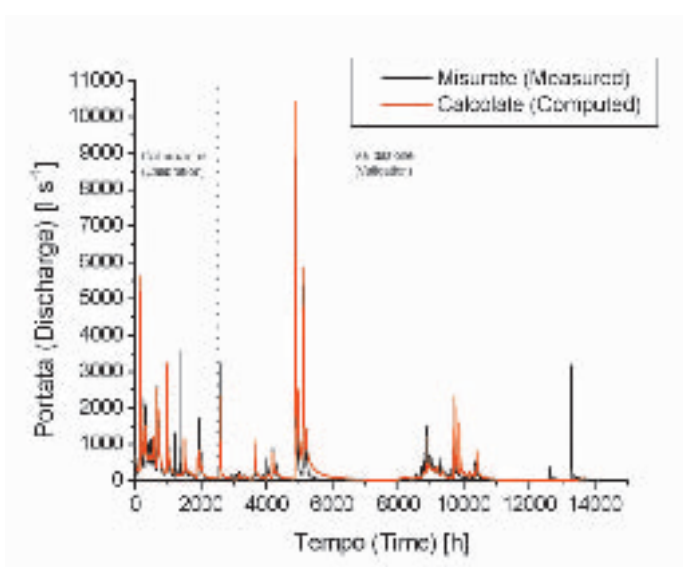


Fig. 4 - Torrente Tresenga: confronto fra le portate osservate e quelle simulate. Il confronto è esteso a tutto il periodo di osservazione.

Fig. 4 - Tresenga creek: measured and computed water discharges. The comparison is extended to the entire observation period.

riproduzione delle portate misurate, con solamente la sovrastima del picco a  $t = 5000$  h dall'inizio delle misure (21/11/2002). Nel periodo compreso fra 8500 e 12.000 h (dal 17/04/2003 al 08/09/2003) il modello offre una soddisfacente descrizione dei deflussi con qualche problema nella riproduzione degli eventi di piena già evidenziato durante la fase di calibrazione.

In generale si osserva che il modello riproduce con sufficiente precisione i deflussi, a esclusione delle piene estive. Tale comportamento, peraltro piuttosto comune nei modelli continui, è riconducibile a un insieme di cause non sempre ben identificabili e soprattutto discernibili. Una prima causa riguarda gli inevitabili errori che si compiono nel riprodurre i meccanismi estremamente complessi che concorrono alla formazione dei deflussi. Non tutti questi meccanismi, tra l'altro spesso attivati in corrispondenza del raggiungimento di certi valori di soglia del contenuto d'acqua, riescono a essere catturati da un modello sufficientemente parsimonioso in termini di parametri. Si pensi, ad esempio, al repentino incremento dei deflussi osservato da Torres & Alexander (2002) in terreni a elevata permeabilità quando il contenuto d'acqua raggiunge valori prossimi alla saturazione. Intervengono poi altri fattori esterni al modello che riguardano la variabilità spaziale delle precipitazioni, che, come discusso in precedenza, non sempre è ben caratterizzata, e anche gli errori di misura nelle portate. Inoltre, le precipitazioni osservate nella stazione di Tovel sono spesso interrotte, per cui si è resa necessaria la ricostruzione dei dati mancanti attraverso l'analisi di correlazione con le registrazioni delle stazioni più prossime al bacino. Dopo un'attenta analisi delle

stazioni disponibili, la scelta è caduta sulla stazione di Denno che, con quella di Tovel, presenta un coefficiente di correlazione pari a 0,5238, mentre tutte le altre stazioni danno luogo a coefficienti minori. È quindi possibile concludere che la stazione di Denno è debolmente correlata con quella di Tuenno. Ne consegue che la ricostruzione delle precipitazioni mancanti a Tovel è caratterizzata da notevoli incertezze che si ripercuotono negativamente sulle portate calcolate. Si noti come la ricostruzione dei dati mancanti di precipitazione si sia resa necessaria nel periodo 13/05/2003 - 05/08/2003; quindi la cattiva riproduzione delle portate in questo periodo, e nel periodo immediatamente successivo, è con molta probabilità dovuta anche alle incertezze nelle precipitazioni attribuite al bacino. Gli errori di misura, che verosimilmente affliggono le portate più elevate, accoppiati alla probabile sottostima della media spaziale delle precipitazioni durante gli eventi meteorici estivi e alla presenza di periodi d'interruzione delle registrazioni, sconsigliano di complicare ulteriormente il modello di produzione del deflusso nel tentativo di migliorare la riproduzione delle piene, perché non vi è certezza che lo scostamento fra i risultati del modello e le misure effettuate durante alcune piene estive sia riconducibile a carenze del modello piuttosto che a errori di misura della forzante esterna o delle portate stesse.

Ricordando come l'obiettivo principale dello studio sia la valutazione degli afflussi stagionali al lago, si ritiene che una migliore valutazione circa la qualità del modello si possa trarre dall'analisi dei volumi di deflusso cumulati. La figura 5 mostra il confronto fra i volumi di deflusso cumulati calcolati

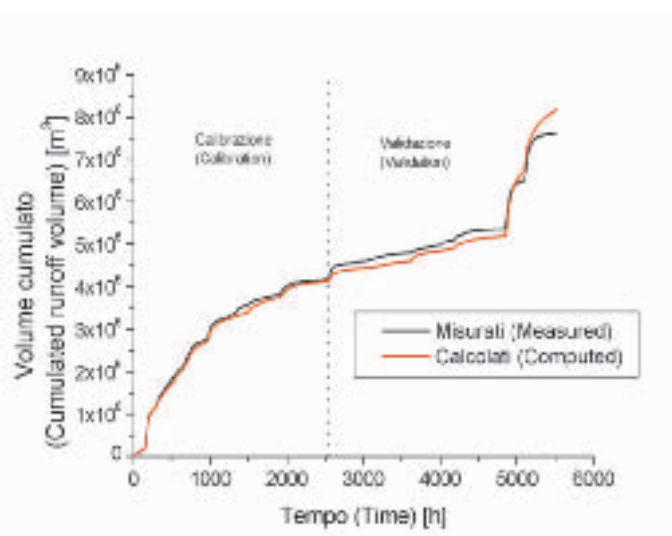


Fig. 5 - Torrente Tresenga: confronto fra i deflussi cumulati misurati e simulati. Il confronto è esteso a tutto il periodo di osservazione.

Fig. 5 - Tresenga creek: measured and computed cumulative runoff volume. The comparison is extended to the entire observation period.

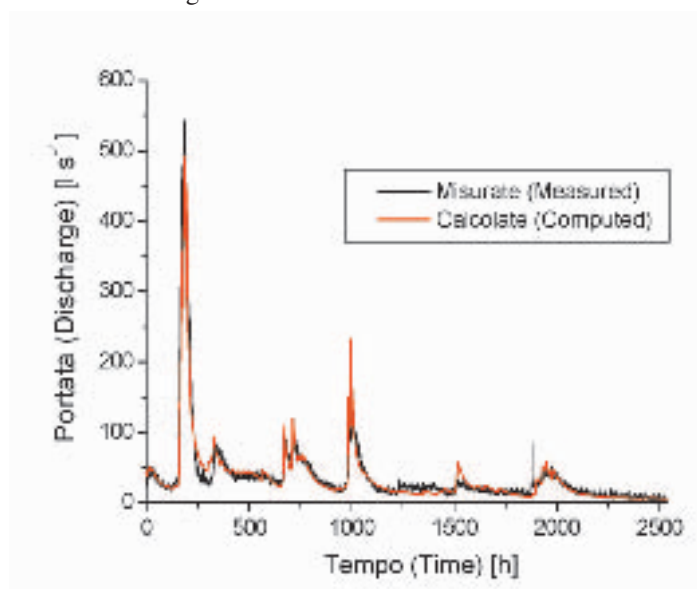


Fig. 6 - Rio Rislà: confronto fra le portate osservate e quelle simulate. Il confronto è limitato al periodo di calibrazione.  
 Fig. 6 - Rio Rislà: measured and computed water discharges. The comparison is limited to the calibration period.

dal modello e quelli misurati. Si noti che, a causa dell'interruzione delle osservazioni durante l'inverno 2002-2003, mancano i volumi cumulati misurati per  $t > 6000$  h. Il modello riproduce ottimamente i volumi cumulati nella fase di calibrazione, e il confronto risulta estremamente positivo anche nella successiva fase di validazione. Il lieve scostamento fra i due volumi che si osserva nella fase di validazione è dovuto principalmente alle differenze riscontrate durante gli eventi di piena discussi in precedenza. Si conclude quindi che, nonostante il modello non riesca a ricostruire correttamente alcune piene estive, l'andamento dei deflussi integrali risulta ben riprodotto, a testimonianza che gli errori commessi influiscono in modo poco significativo sul bilancio idrologico del lago.

La figura 6 mostra il confronto fra le portate misurate nel Rio Rislà e quelle calcolate dal modello minimizzando la funzione obiettivo (9). Il periodo scelto per la calibrazione del modello è lo stesso utilizzato per il Torrente Tresenga e i parametri risultanti dalla calibrazione sono riportati nella tabella 2. Si osserva come i parametri che assicurano la migliore riproduzione delle portate del Rio Rislà siano molto prossimi a quelli ottenuti per il Torrente Tresenga, indice che il modello offre una buona parametrizzazione dei principali processi che controllano la generazione dei deflussi nei due bacini. Particolarmente incoraggiante sono l'ottima ricostruzione delle fasi di esaurimento delle piene, punto debole di molte schematizzazioni, e la migliore ricostruzione delle portate più elevate rispetto a quanto osservato per il Torrente Tresenga.

La figura 7 confronta, invece, le portate calcolate

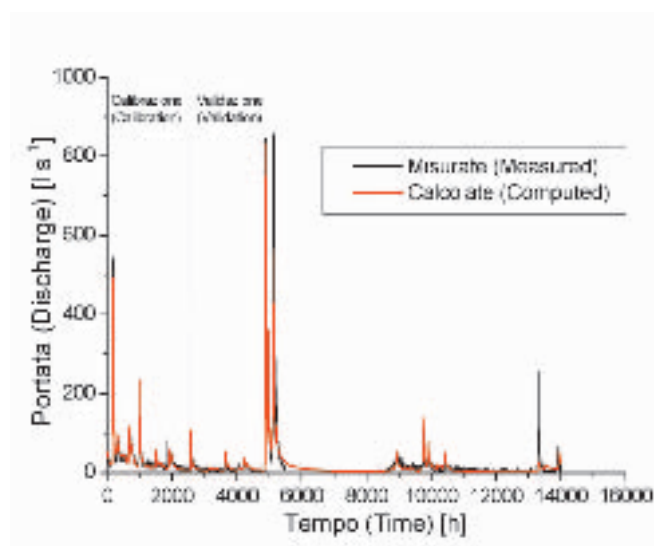


Fig. 7 - Rio Rislà: confronto fra le portate osservate e quelle simulate. Il confronto è esteso a tutto il periodo di osservazione.  
 Fig. 7 - Rio Rislà: measured and computed water discharges. The comparison is extended to the entire observation period.

con quelle misurate per l'intero periodo di osservazione. Durante la fase di validazione, che inizia al tempo  $t = 2500$  h (10/8/2002), si osserva che il modello riproduce fedelmente le portate misurate con alcuni scostamenti durante le piene, ma di minore entità rispetto a quelli osservati per il Tresenga. Questo risultato viene confermato dall'analisi della figura 8, che mostra il confronto fra i volumi cumulati calcolati con il modello e quelli ottenuti dalle portate misurate. Si noti come anche in questo caso manchino i volumi cumulati misurati per  $t > 6000$  h a causa dell'interruzione delle osservazioni durante l'inverno 2002-2003. Le differenze sono minime ad eccezione dell'ultimo periodo ( $t > 5000$  h) durante il quale il modello non riesce a cogliere lo svilupparsi di un evento di piena rilevante sia in termini di portata che di volumi prodotti.

Il modello si è dimostrato quindi più affidabile quando è stato applicato al Rio Rislà, anche in conseguenza del fatto che, contrariamente a quanto osservato per il bacino del Tresenga, la ridotta estensione del bacino sotteso porta a ritenere le precipitazioni registrate a Tovel sufficientemente rappresentative della precipitazione media che insiste sul bacino. I volumi cumulati calcolati dal modello sono quasi indistinguibili da quelli misurati, ad eccezione dell'ultimo periodo d'osservazione quando il modello non riesce a riprodurre lo svilupparsi di un evento di piena, probabilmente a causa dell'incertezza insita nella ricostruzione dei dati di precipitazione mancanti dalla serie temporale delle precipitazioni registrate a Tovel, nonché all'errore di misura delle portate.



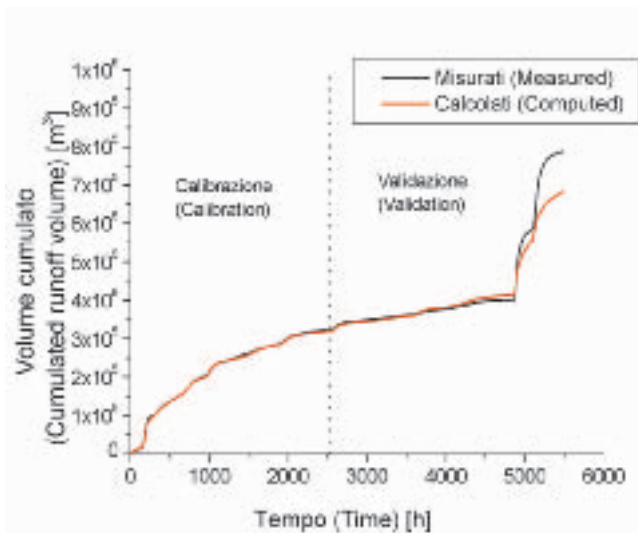


Fig. 8 - Rio Rislà: confronto fra i deflussi cumulati misurati e simulati. Il confronto è esteso a tutto il periodo di osservazione.

Fig. 8 - Rio Rislà: measured and computed cumulative runoff volume. The comparison is extended to the entire observation period.

#### 4. FLUSSI IN ENTRATA AL LAGO

Poco a valle del punto di misura della portata il Tresenga incontra un'ampia zona pianeggiante, denominata Pozzol di Tuenno, in corrispondenza della quale esso scompare all'interno di un antico corpo di frana che si estende fino al lago (Ferretti & Borsato 2006, 2006b). Il corpo frana attenua la variabilità degli afflussi provenienti dal Tresenga con importanti effetti sull'andamento nel tempo della portata in ingresso al lago. Per tener conto di questo effetto, il corpo frana è stato schematizzato come un unico strato di materiale omogeneo confinato inferiormente da un substrato roccioso supposto impermeabile (Fig. 9). Il flusso all'interno del materasso alluvionale è stato quindi schematizzato attraverso la seguente equazione differenziale:

$$(10) \quad \frac{\partial}{\partial x} \left[ k_s \frac{\partial h}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[ k_s \frac{\partial h}{\partial y} \right] + \frac{\partial}{\partial z} \left[ k_s \frac{\partial h}{\partial z} \right] = S_s \frac{\partial h}{\partial t}$$

nella quale  $h$  è l'altezza piezometrica,  $k_s$  [ $L^{-1}$ ] e  $S_s$  [ $L^{-1}$ ] sono rispettivamente la conducibilità idraulica e il coefficiente d'immagazzinamento della formazione, e infine  $(x,y,z)$  sono le tre coordinate cartesiane rispetto alle quali l'equazione differenziale è stata scritta. L'equazione differenziale (10) è stata risolta utilizzando il software ModFlow 2000 (Anderman & Hill 2000; Mehl & Hill 2001; Harbaugh *et al.* 2000).

Il trasporto dei nitrati, che si ipotizza siano disciolti nelle acque del Tresenga per effetto del contatto con le deiezioni dei capi di bestiame delle due malghe

presenti nel bacino, può essere modellato mediante la seguente equazione differenziale:

$$(11) \quad \frac{\partial C}{\partial t} + \mathbf{u} \cdot \nabla C = D \cdot \nabla^2 C - K_d C,$$

nella quale  $C$  [ $ML^{-3}$ ] è la concentrazione dei nitrati,  $\mathbf{u}$  [ $LT^{-1}$ ] è la velocità di filtrazione ( $n$  rappresenta la porosità della formazione),  $D$  [ $L^2T^{-1}$ ] è il tensore di macrodispersione e infine  $K_d$  è il coefficiente di partizione che tiene conto dei fenomeni di *sorption*, trascurabili nel caso di sostanze non reattive quali la fluorescina. Una volta risolta l'equazione (10) e calcolata la velocità di

filtrazione mediante la legge di Darcy:  $\mathbf{u} = -\frac{K}{n} \nabla h$ ,

il trasporto è stato simulato risolvendo l'equazione (11) mediante il codice MT3DMS (Zheng & Wang 1999). Per ulteriori informazioni sugli schemi numerici adottati nella soluzione delle equazioni (10) e (11) si rimanda il lettore alla consultazione dei rapporti tecnici a corredo del software disponibili gratuitamente sul sito web: <http://www.ems-i.com> (si veda ad esempio Harbaugh & McDonald 1996 per la soluzione dell'equazione del flusso e Zheng & Wang 1999 per la soluzione dell'equazione del trasporto). La gestione dei due modelli è stata effettuata mediante il software GMS 5.0 (EMRL 2003).

##### 4.1. Condizioni al contorno

Per riprodurre correttamente il flusso e il trasporto dei soluti nel sottosuolo è necessario identificare le condizioni al contorno da assegnare al dominio di calcolo la cui proiezione orizzontale è riprodotta nella figura 9. Dopo un'attenta analisi delle caratteristiche geologiche e morfologiche dell'area oggetto di studio è stata assegnata la quota piezometrica lungo il lato del dominio che confina con il lago, mentre tutte le altre superfici esterne sono state assunte impermeabili, in quanto sede di spartiacque sotterranei, ad esclusione della superficie posta a sud dove il deflusso profondo proveniente dal Tresenga è stato assegnato come flusso in ingresso.

Quest'ultima condizione esclude ogni possibile interazione con le zone limitrofe, tuttavia è stata l'unica scelta possibile dal momento che non sono disponibili dati freaticometrici per le zone circostanti la località Pozzol di Tuenno. Lungo il lato confinante con il lago la quota piezometrica è stata imposta pari alla quota del lago stesso.

L'infiltrazione dei deflussi del Tresenga è localizzata in una ben definita zona della località Pozzol di Tenno ed è stata schematizzata attraverso un pozzo di immissione che interessa tutto lo strato, mentre è stata trascurata la ricarica dovuta alla precipitazione che insiste direttamente sul corpo frana.

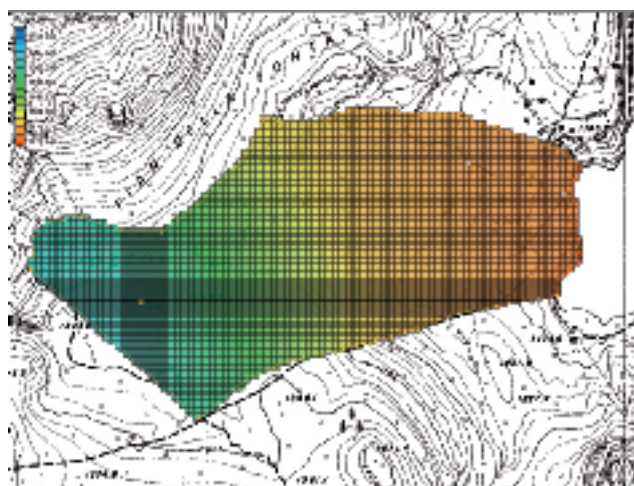


Fig. 9 - Curve ad eguale altezza piezometrica calcolata con il modello di flusso (10) alle ore 4:00 del 5 maggio 2002.

*Fig. 9 - Contour plot of the piezometric head predicted by the flow model (10) at 4:00 a.m. of May 5<sup>th</sup> 2002.*

Anche in questo caso il periodo d'osservazione (dal 27/04/2002 al 01/06/2003) è stato suddiviso in due parti: la prima parte, della durata di 100 giorni, è stata utilizzata per calibrare i parametri dei modelli, la seconda parte è stata riservata alla validazione. I parametri che occorre fissare mediante calibrazione del modello di flusso (10) sono la conducibilità idraulica  $K$  e la porosità efficace  $S_y$ . Questi parametri sono stati ottenuti minimizzando la seguente funzione obiettivo:

$$(12) \quad RSS_1 = \sum_{i=1}^n (h_i - h_i^c)^2$$

nella quale  $h_i$  e  $h_i^c$  sono rispettivamente la quota piezometrica misurata e calcolata mediante il modello (10) in corrispondenza dei due piezometri posti nelle vicinanze del lago (Fig. 1). I parametri ottimali sono

Tab. 3 - Valori assunti dai parametri di calibrazione dei modelli di flusso (10) e di trasporto (11) nell'acquifero a sud del lago.

*Tab. 3 - Values of the parameters of the flow (10) and transport (11) models calibrated to the recorded piezometric head and tracer concentration at the piezometers and at the springs along the southern shore of the lake.*

Parametro	Valore
Conducibilità idraulica [m d <sup>-1</sup> ]	1300
Porosità efficace	0,2
Dispersività [m]	7,5

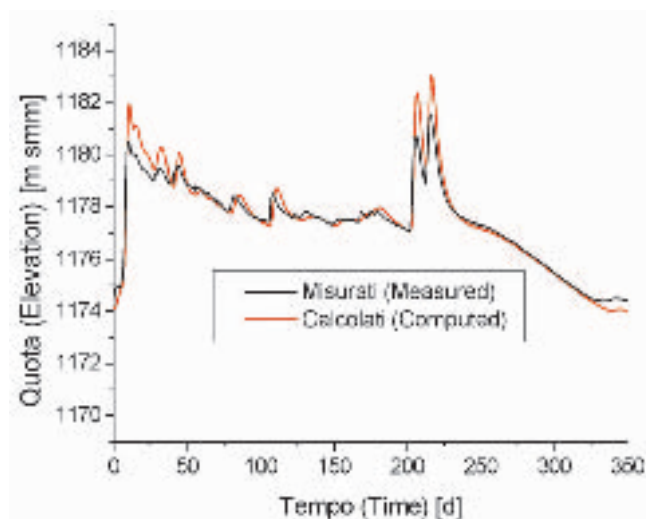


Fig. 10 - Confronto fra la quota piezometrica misurata e quella calcolata in corrispondenza del piezometro "Alto".

*Fig. 10 - Comparison between measured and computed piezometric head in the piezometer named "Alto".*

riportati nella tabella 3, mentre la figura 10 mostra il confronto fra le quote piezometriche misurate e quelle calcolate nel piezometro denominato "Alto" (Fig. 1).

In generale, il modello consente una buona riproduzione delle altezze piezometriche registrate, a esclusione dei primi 50 giorni di simulazione nei quali si risente maggiormente dell'effetto della condizione iniziale. La risposta del modello peggiora in corrispondenza del piezometro "Lungo Lago" (Fig. 11) dove si osserva una netta sottostima della quota piezometrica. Lo scostamento fra la quota misurata e quella calcolata, evidente nella figura 11, può trovare giustificazione nelle scarse informazioni disponibili sulle caratteristiche idrogeologiche del corpo frana, e in particolare dell'andamento degli spessori del deposito clastico che si ripercuotono negativamente sul modello di flusso.

La componente longitudinale del tensore di macrodispersione è stata ottenuta cercando la migliore riproduzione possibile della prova con fluorescina sodica condotta dal Museo Tridentino di Scienze Naturali (Ferretti & Borsato 2006b). Il protocollo di esecuzione della prova comprende una prima iniezione di 1 kg di fluorescina, realizzata il 25 maggio 2002, seguita da una seconda iniezione di 2 kg, eseguita il 27 maggio alle ore 14:35. La variazione nel tempo della concentrazione di fluorescina è stata poi rilevata, mediante fluorimetro, in tre punti d'osservazione lungo la riva sud-est del lago e nei due piezometri oggetto della precedente discussione. Un esempio di distribuzione spaziale della concentrazione di fluorescina calcolata dopo  $t=15$  giorni dal primo rilascio è mostrato nella figura 12. La figura 13 mostra invece il confronto fra l'andamento nel tempo della concen-

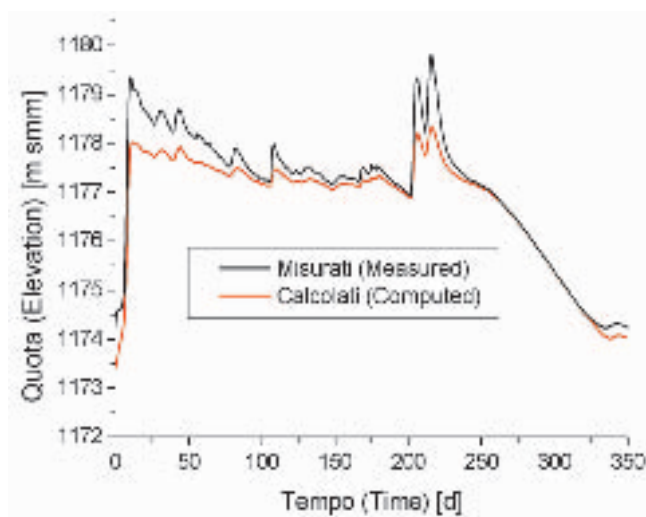


Fig. 11 - Confronto fra la quota piezometrica misurata e quella simulata in corrispondenza del piezometro “Lungo Lago”.

*Fig. 11 - Comparison between measured and computed piezometric head in the piezometer named “Lungo Lago”.*

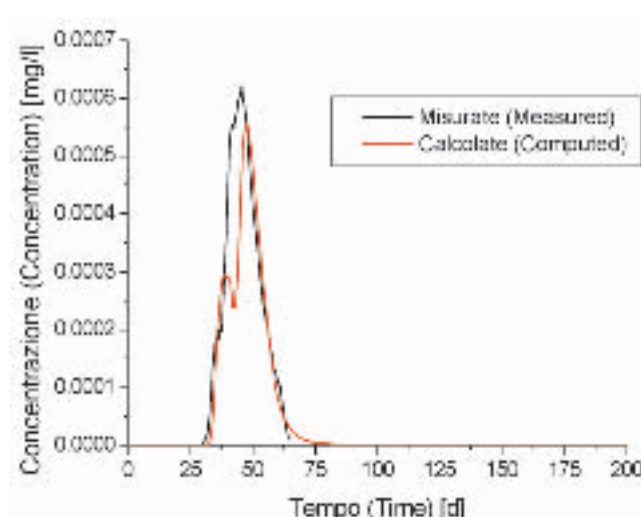


Fig. 13 - Confronto fra le concentrazioni di fluorescina misurate e calcolate in corrispondenza al piezometro “Alto”.

*Fig. 13 - Comparison between measured and computed tracer concentration at the piezometer named “Alto”.*

trazione di fluorescina calcolata e quella misurata nel piezometro “Alto”. Le due curve seguono un andamento molto simile con paragonabile dispersione attorno al valore medio, tanto da poter considerare del tutto affidabile la stima del coefficiente di dispersione prodotta dal modello. La procedura di calibrazione ha prodotto una risposta leggermente ritardata rispetto a quella reale rilevata con il fluorimetro. Questo ritardo

può essere riconducibile alla presenza di vie preferenziali con conducibilità idraulica più elevata rispetto a quella efficace della formazione, ottenuta tramite la calibrazione del modello di flusso. Il modello matematico non riesce a riprodurre, né direttamente né indirettamente, l’effetto delle vie preferenziali sulla propagazione della fluorescina, che nelle simulazioni risulta quindi più lenta di quanto accade nella realtà (per una completa descrizione dell’effetto delle eterogeneità delle formazioni naturali sul trasporto dei soluti passivi si veda Rubin 2003).

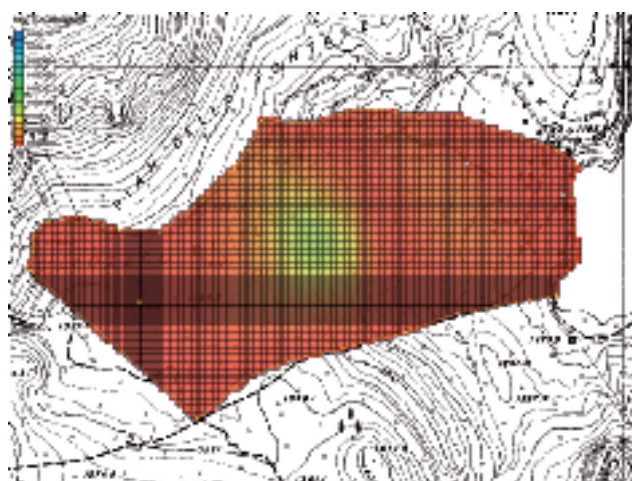


Fig. 12 - Curve ad eguale concentrazione di fluorescina ottenute attraverso la soluzione dell’equazione del trasporto (11). I dati si riferiscono alle ore 0:00 del 5 giugno 2002.

*Fig. 12 - Contour plot of the tracer concentration obtained by the solution of the transport equation (11): snapshot at 0:00 a.m. of June 5<sup>th</sup> 2002.*

## 5. BILANCIO IDROLOGICO DEL LAGO

Il volume di controllo per l’applicazione del bilancio idrologico è delimitato superiormente dalla superficie e inferiormente dal fondo del lago. La parte del fondo a quote inferiori a 1152 m s.l.m. viene assunta impermeabile, cosicché gli afflussi e i deflussi sotterranei che interessano il lago sono concentrati in una fascia superficiale dello spessore di 25 m. Tale ipotesi di lavoro trova giustificazione nella riduzione della permeabilità del fondo del lago causata dalla deposizione di materiale fine (Kulbe *et al.* 2005). I flussi in ingresso e in uscita dal volume di controllo sono i seguenti (i monitoraggi idrologici effettuati nella zona del lago sono descritti con maggiore dettaglio in Borsato & Ferretti 2006): il Rio Rislà e in Torrente Tresenga, rispettivamente in ingresso e in uscita, ai quali si aggiunge il flusso sotterraneo in entrata proveniente dalla località Pozzol di Tuenno e quello in uscita dal lago.

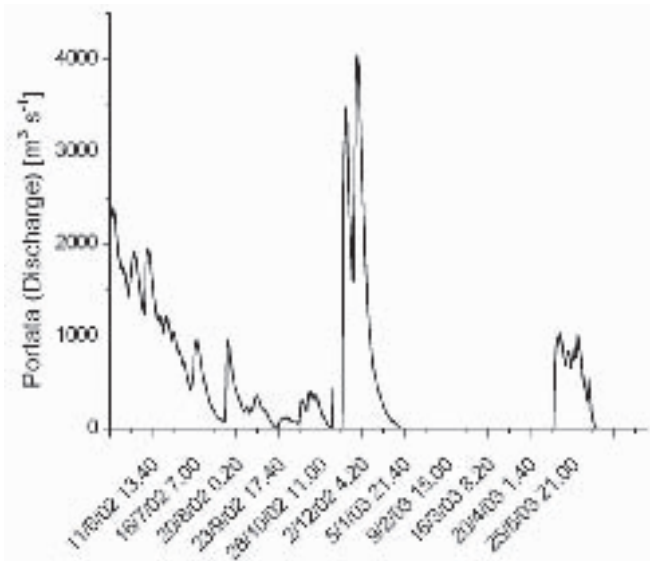


Fig. 14 - Portate in uscita dal Lago di Tovel attraverso la soglia posta sul lato nord del lago.

Fig. 14 - Water discharge through the weir on the northern shore of the lake.

Per quanto riguarda il contributo del Rio Rislà, sono state utilizzate le portate osservate allo stramazzo ragguagliate con la superficie del bacino chiuso in corrispondenza del lago:

$$(13) \quad Q_{R,l}(t) = \frac{A_l}{A_s} Q_{R,s}(t)$$

dove  $Q_{R,l}$  [ $L^3 T^{-1}$ ] e  $Q_{R,s}$  [ $L^3 T^{-1}$ ] sono rispettivamente la portata in ingresso al lago e quella misurata allo stramazzo, mentre  $A_l$  [ $L^2$ ] e  $A_s$  [ $L^2$ ] sono le rispettive superfici del bacino sotteso. Il ragguaglio con l'area è stato introdotto per tener conto dell'effetto dell'interbacino compreso fra la sezione di misura e la sezione d'ingresso al lago, per il quale appare ragionevole assumere che il contributo specifico sia uguale a quello del bacino chiuso nella stazione di misura. Il monitoraggio dell'emmissario del lago, effettuato dal Museo Tridentino di Scienze Naturali circa 200 metri a valle dell'incile, fornisce i deflussi superficiali in uscita dal lago (Fig. 14). La valutazione dei flussi sotterranei, particolarmente importanti in questo caso essendo il lago ospitato in un corpo frana, ha presentato notevoli difficoltà.

La portata sotterranea in ingresso al lago è stata calcolata utilizzando la seguente approssimazione della legge di Darcy, nell'ipotesi che l'intero contributo sotterraneo in ingresso al lago venga prodotto nel corpo frana compreso fra la località Pozzol di Tuenno e il lago stesso (Fig. 1):

$$(14) \quad V_{G,i}(t) = S \cdot i \cdot k_s \cdot \Delta t$$

dove  $V_{G,i}$  [ $L^3$ ] è il volume d'acqua che nell'intervallo  $\Delta t$  [T] entra nel lago per via sotterranea,  $S$  [ $L^2$ ] è l'area della superficie di entrata,  $i$  [-] è la cadente piezometrica, calcolata con riferimento ai livelli del lago e del piezometro "Alto", e infine  $k_s$  [ $L T^{-1}$ ] è la conducibilità idraulica della formazione calibrata con il modello di circolazione sotterranea descritto in precedenza e riportata nella tabella 3.

Purtroppo, non è possibile utilizzare lo stesso procedimento per calcolare il flusso in uscita per la mancanza di dati sul gradiente idraulico. Il flusso in uscita dal lago è stato quindi calcolato risolvendo l'equazione di bilancio:

$$(15) \quad V_{G,o}(t) = \Delta V_L(t) - V_{S,i}(t) - V_{S,o}(t) - V_{G,i}(t)$$

dove  $V_{G,o}$  [ $L^3$ ] è il volume che esce dal lago per vie sotterranee,  $\Delta V_L$  [ $L^3$ ] è la variazione di volume del lago,  $V_{S,i}$  [ $L^3$ ] è il volume del deflusso superficiale che entra nel lago,  $V_{S,o}$  [ $L^3$ ] è il volume che esce dal lago attraverso l'effluente e  $V_{G,i}$  [ $L^3$ ] è il volume che entra nel lago per vie sotterranee.  $\Delta V_L$  è stata calcolata a partire dalle rilevazioni di livello utilizzando la curva dei volumi. Si noti come i volumi indicati nell'equazione (14) si riferiscano a un intervallo temporale  $\Delta t$  pari a 1 giorno. Nella figura 15 i deflussi sotterranei in uscita sono stati posti a confronto con la quota del lago, in modo da individuare una relazione operativa che consenta nelle applicazioni di calcolare il flusso in uscita in funzione della quota del lago.

### 5.1. Efflussi sotterranei

Le osservazioni a disposizione si estendono dal 21 dicembre 2001 al 18 novembre 2003; tale periodo è stato suddiviso in due parti. Una prima parte, dal 21 dicembre 2001 all'11 dicembre 2002, è stata utilizzata per calibrare la legge che regola i flussi sotterranei in uscita, mentre il periodo rimanente è stato utilizzato per validare la legge ottenuta nella fase di calibrazione. In particolare, i deflussi giornalieri in uscita dal lago, calcolati attraverso l'equazione (15), mostrano un andamento pressoché lineare fino alla quota di 1175,25 m s.l.m., ma alle quote più elevate, e in particolare quando avviene lo sfioro superficiale, il legame appare molto più complesso e probabilmente influenzato da non ben identificabili fattori aggiuntivi (Fig. 15).

Dall'analisi della figura 15 è possibile concludere quindi che quando il lago si trova a quota inferiore a 1175,25 m s.l.m. i deflussi sotterranei in uscita possono essere calcolati mediante la seguente espressione:

$$(16) \quad V_{G,o}(t) = a_1 \cdot h_L(t) + a_2$$

nella quale  $a_1$  e  $a_2$  sono i coefficienti della retta interpolante e  $h_L$  [L] è la quota della superficie libera del lago. I coefficienti  $a_1$  e  $a_2$  sono stati calcolati

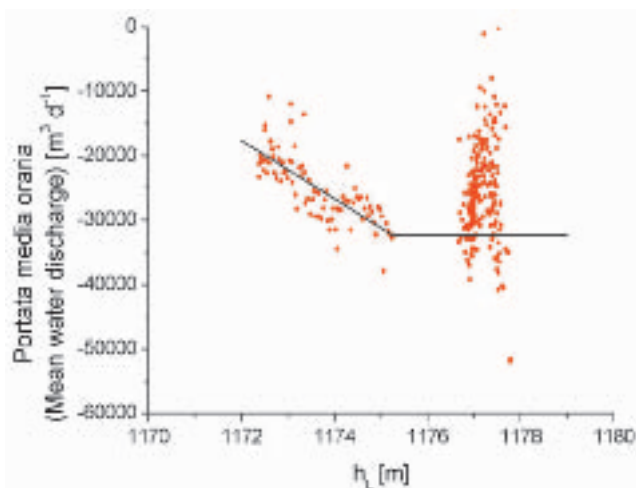


Fig. 15 - Volume sotterraneo che fuoriesce dal lago ad ogni intervallo  $\Delta t=1h$  in funzione della quota dello specchio liquido.

Fig. 15 - Subsurface water volume lost by the lake during each time step  $\Delta t=1h$  as a function of the water level during the same time step.

attraverso la regressione lineare dell'espressione (16) con i valori di  $V_{G,o}$  ottenuti applicando l'espressione (15) al sottoinsieme dei dati raccolti quando il livello del lago era inferiore a 1175,25 m s.l.m. I valori di  $V_{G,o}$  ottenuti applicando la (15) ai dati rimanenti (tutti corrispondenti a quote del lago superiori a 1175,25 m s.l.m.) non mostrano alcuna dipendenza dalla quota del lago (si veda la Fig. 15). Per tutte le quote superiori a 1175,25 m s.l.m. il volume in uscita si mantiene quindi costante a pari alla media dei volumi in uscita per  $h_L > 1175,25$  m s.l.m. I coefficienti così calcolati sono riassunti nella tabella 4.

Nella successiva fase di validazione, l'espressione (15) è stata applicata assumendo come incognita la variazione giornaliera di volume del lago,  $\Delta V_L$ , la quale è riconducibile alla quota del lago attraverso la curva dei volumi, mentre i flussi in uscita sono stati calcolati mediante il modello (16). In altre parole, la sostituzione dell'equazione (16) nella (15) consente il calcolo

Tab. 4 - Valori assunti dai coefficienti della curva polinomiale (16) utilizzata per interpolare i volumi sotterranei in uscita dal lago durante ogni intervallo temporale  $\Delta t= 1h$ .

Tab. 4 - Values of the coefficients of the polynomial curve (16) used for to interpolate the subsurface volume exiting from the lake at each time step  $\Delta t= 1h$ .

	Pendenza	Intercetta
$H_L < 1175,25$	-4528,8103	5290134,9417
$H_L > 1175,25$	0	-32349,38

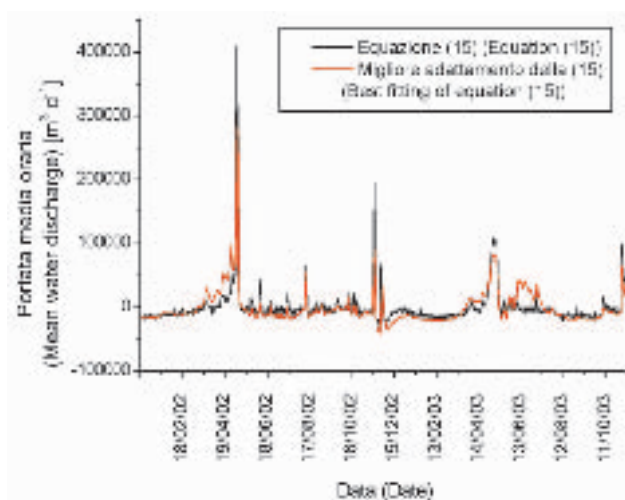


Fig. 16 - Confronto fra le variazioni di volume del lago misurate e calcolate mediante il bilancio idrologico (15) durante il periodo di osservazione.

Fig. 16 - Comparison between computed and measured variations of the volume of water stored in the lake during the observation period.

di  $\Delta V_L$  da cui si ottiene, tramite la curva dei volumi, l'andamento della quota del lago durante tutto il periodo di simulazione. Nella figura 16 l'andamento delle variazioni giornaliere di volume del lago così calcolate è posto a confronto con quelle dedotte dalle misure. Si osserva come i risultati siano soddisfacenti con la fase di validazione che fornisce risultati non dissimili da quelli ottenuti nella fase di calibrazione.

## 6. CONCLUSIONI

Questo lavoro è dedicato allo studio idrologico del Lago di Tovel, e in particolare allo studio dei deflussi generati dal bacino sotteso e al bilancio idrologico del lago finalizzato all'individuazione dei flussi che lo interessano. Un risultato importante raggiunto dal presente studio è costituito dal modello ad afflussi-deflussi del bacino sotteso, che ha fornito risultati soddisfacenti soprattutto se riferiti ai volumi di deflusso cumulato. Qualche imprecisione si osserva, invece, nella simulazione delle portate del Tresenga durante le piene estive. Occorre osservare, comunque, che tali imprecisioni sono in parte imputabili a una incerta valutazione della precipitazione durante gli eventi più intensi quando il pluviografo di Tovel sottostima la precipitazione media che insiste sul bacino, e agli errori di misura delle portate, che in termini relativi aumentano all'aumentare della portata.

Per quanto riguarda il modello di circolazione sotterranea nel corpo frana in località Pozzol di Tuenno,

i risultati ottenuti si possono ritenere soddisfacenti, se si considera la scarsità di informazioni idrogeologiche unite alla complessità del sistema di circolazione sotterranea. Parimenti soddisfacente è il bilancio idrologico del lago, che ha consentito di elaborare una legge operativa per la simulazione dei flussi sotterranei in uscita dal lago in funzione degli apporti calcolati mediante il modello ad afflussi-deflussi, che per il Tresenga deve essere accoppiato al modello di flusso sotterraneo nel corpo frana.

In ultima analisi, lo studio idrologico del Lago di Tovel ha portato all'elaborazione di un modello capace di riprodurre i flussi in ingresso e in uscita al lago a partire dalla conoscenza delle forzanti meteorologiche esterne, limitate qui alla precipitazione e alla temperatura. Tale modello può essere utilizzato per simulare il comportamento del lago in conseguenza a variazioni delle forzanti meteorologiche esterne causate da eventi eccezionali (ad esempio, periodi particolarmente secchi o particolarmente umidi), e anche a variazioni climatiche che dovessero interessare il bacino nel futuro.

#### RINGRAZIMENTI

Il presente studio fa parte della ricerca SALTO (Studio sul mancato Arrossamento del Lago di TOvel) finanziata dalla Provincia Autonoma di Trento. Particolari ringraziamenti vanno ad Andrea Borsato, per i preziosi suggerimenti sulla geologia del bacino, e a Paolo Ferretti, per la scrupolosa raccolta dei dati utilizzati in questo studio. Un ringraziamento va anche al personale dell'IASMA per la raccolta e la pubblicazione dei dati di precipitazione e temperatura della stazione di Tovel. Questa ricerca è stata in parte finanziata dal progetto di rilevanza nazionale PRIN 2004 "Trasporto di nutrienti e contaminanti a scala di bacino: modelli di gestione e protezione delle risorse idriche".

#### BIBLIOGRAFIA

- Anderman E.R. & Hill M.C., 2000 - *Documentation of the Hydrogeologic-Unit Flow (HUF) package*. Denver, Colorado, USA: 10 pp.
- Bertagnoli A., Majone B. & Bellin A., 2004 - *Un modello non lineare di generazione del deflusso in piccoli bacini alpini*. 29° Convegno di Idraulica e Costruzioni Idrauliche. Trento, 7-10 Settembre 2004. Vol. 2: 21-28.
- Beven K.J., 2001 - *Rainfall-runoff modelling: the premier*. Chichester, Wiley: 360 pp.
- Borsato A. & Ferretti P., 2006 - Monitoraggio idrometrico del Lago di Tovel e del suo bacino. *Studi Trent. Sci. Nat., Acta Biol.*, 81 (2004), Suppl. 2: 205-223.
- Dingman S.L., 1994 - *Physical hydrology*. Prentice Hall Inc., Upper Saddle River (New Jersey): 575 pp.
- Environmental Modeling Research Laboratory, 2003 - *Groundwater Modeling System: Tutorials*. Brigham Young University.
- Ferretti P. & Borsato A., 2006a - Geologia e geomorfologia della Valle e del Lago di Tovel. *Studi Trent. Sci. Nat., Acta Biol.*, 81 (2004), Suppl. 2: 173-187.
- Ferretti P. & Borsato A., 2006b - Studio idrogeologico della Valle e del Lago di Tovel. *Studi Trent. Sci. Nat., Acta Biol.*, 81 (2004), Suppl. 2: 189-203.
- Frega G., 1987 - *Aspetti idrologici ed idraulici della pianificazione nei bacini idrografici*. Editoriale BIOS, Cosenza: 89 pp.
- Gradshteyn I.S. & Ryzhik I.M., 1980 - *Table of Integrals, Series, and Product*. Academic Press, INC., Orlando, Florida: 1160 pp.
- Gupta V.K., Waymire E. & Wang C.T., 1980 - A representation of an instantaneous unit hydrograph from geomorphology. *Water Resour. Res.*, 16: 855-862.
- Harbaugh A.W. & McDonald M.G., 1996 - *User's Documentation for MODFLOW-96, an update to the U.S. Geological Survey Modular Finite-Difference Ground-Water Flow Model*. U.S. Geological Survey, Reston, Virginia, USA: 42 pp.
- Harbaugh A.W., Banta E.R., Hill M.C. & McDonald M.G., 2000 - *User guide to modularization concepts and the groundwater flow process*. Reston, Virginia, USA: 18 pp.
- Jakeman A.J. & Hornberger G.M., 1993 - How much complexity is warranted in a rainfall-runoff model? *Water Resour. Res.*, 29: 2637-2649.
- Kulbe T., Anselmetti F., Cantonati M. & Sturm M., 2005 - Environmental History of Lago di Tovel, Trento, Italy, revealed by sediment cores and 3.5 kHz seismic mapping. *J. Paleolim.*, 34: 325-337.
- Labat D., Ababou R. & Mangin A., 2000 - Rainfall-runoff relations for karstic springs. Part I: convolution and spectral analyses. *J. Hydrol.*, 238:123-148.
- Levenberg K., 1944 - A method for the solution of certain problems in least squares. *Quart. Appl. Math.*, 2:164-168.
- McGlynn B.L., McDonnell J.J. & Brammer, D.D., 2002 - A review of the evolving perceptual model of hillslope flowpaths at the Maimai catchments, New Zealand. *J. Hydrol.*, 257: 1-26.
- Majone B., Bellin A. & Borsato A., 2004 - Runoff generation in karst catchments: multifractal analysis. *J. Hydrol.*, 294: 176-195.
- Majone B., Bertagnoli A. & Bellin A., (2006) - A non-linear runoff generation model in small alpine catchments. *Hydrology and Earth System Sciences* (in prep.).
- Marquardt D., 1963 - An algorithm for least-squares estimation of non-linear parameters. *SIAM J. Appl. Math.*, 11: 431-441.
- Mehl S.W. & Hill M.C., 2001 - *User guide to the link-AMG (LMG) package for solving matrix equations using an algebraic multigrid solver*. Denver, Colorado, USA: 9 pp.
- Nobel P.S., 1999 - *Physicochemical and Environmental Plant Physiology*. 2<sup>nd</sup> ed. Academic Press, San Diego, California: 474 pp.

- Rodriguez-Iturbe I. & Valdes J.B., 1979 - The geomorphological structure of hydrogeological response. *Water Resour. Res.*, 15: 1409-1420.
- Rodriguez-Iturbe I. & Rinaldo A., 1997- *Fractal River Basins: Chance and Self-Organization*. Cambridge University Press, Cambridge, UK: 547 pp.
- Rodriguez-Iturbe I. & Porporato A., 2004.- *Ecohydrology of Water-Controlled Ecosystems, Soil Moisture and Plant Dynamics*. Cambridge University Press, Cambridge, UK: 442 pp.
- Rubin Y., 2003 - *Applied stochastic hydrogeology*. Oxford University Press. New York, N.Y., USA: 391 pp.
- Seibert J. & McDonnell J.J., 2002 - On the dialog between experimentalist and modeler in catchment hydrology: Use of soft data for multicriteria model calibration. *Water Resour. Res.*, 38 (11): 1241, doi:10.1029/2001ER000978.
- Sivapalan M., 2003 - Process complexity at hillslope scale, process simplicity at the watershed scale: is there a connection? *Hydrolo. Processes*, 17: 1037-1041,.
- Torres R. & Alexander L.J., 2002 - Intensity-duration effects on drainage: Column experiments at near-zero pressure head. *Water Resour. Res.*, 38 (11), 1240, doi:10.1029/2001WR001048.
- Zheng C. & Wang P.P., 1999 - *MT3DMS: A Modular Three-Dimensional Multispecies Transport Model for Simulation of Advection, Dispersion, and Chemical Reactions of Contaminants in Groundwater Systems; Documentation and User's Guide*. U.S. Army Corps of Engineers. Washington DC, USA: 36 pp.

