RegioneLombardia
Agricoltura

Unione Regionale delle Bonifiche
delle Irrigazioni e dei Miglioramenti
Fondiari per la Lombardia

ATTI DELLA CONFERENZA INTERNAZIONALE
INTERNATIONAL CONFERENCE PROCEEDINGS

acQua e irrigazione

Water and Irrigation Development

CREMONA - Fiera Ca' dei Somenzi
25-26-27 settembre / *september* 2001

editoriale sometti mantova

MODELLISTICA DISTRIBUITA DI BILANCIO IDROLOGICO: IL CASO DI STUDIO DEL BACINO DEL FIUME TOCE

G. Ravazzani[1], V. Toninelli[1], M. Mancini[1], N. Montaldo[2]

1. INTRODUZIONE

Negli ultimi anni l'acqua ha sempre di più acquisito il significato di bene sociale ed economico a scapito di quello di risorsa illimitata sia nelle regioni tipicamente a clima arido che in quelle umide (Serageldin, 1995). Nel campo del bilancio idrico del suolo agrario l'analisi di processi idrologici a scala locale, l'utilizzo di informazione da satellite (Durso, 2001), nonché l'utilizzo di risorse informatiche ha sicuramente contribuito ad una migliore comprensione dei fenomeni fisici coinvolti e della loro scala di rappresentazione. In special modo l'interazione tra suolo e bassa atmosfera è simulata tramite modelli numerici a base fisica (SVAT Soil-Vegetation-Atmosphere-Transfer) di tipo distribuito, che sono in grado di stimare il contenuto idrico del suolo tramite la simulazione del bilancio di massa e di energia tra suolo vegetazione e bassa atmosfera. Tale approccio distribuito permette di considerare la variabilità spaziale e temporale dei processi coinvolti, permettendo un'analisi dalla scala della parcella agraria a quella del bacino idrografico (Famiglietti e Wood, 1994a) e mostrandosi sempre di più strumento operativo nella gestione di grandi comprensori irrigui.

Il lavoro in esame presenta un'applicazione di un modello distribuito di bilancio sviluppato presso il DIIAR del Politecnico di Milano al bacino del Fiume Toce chiuso alla sezione di Candoglia (1534 kmq) simulandone il bilancio idrico per il periodo che va dal 1 gennaio 1996 al 31 Dicembre del 1997.

2. IL MODELLO DI BILANCIO A SCALA DI BACINO

Il modello sviluppato è un modello idrologico distribuito, fisicamente basato che nasce dall'unione del modello SVAT di Famiglietti e Wood e del modello di evento FEST98RS (Mancini et al., 1998, 1999a, 1999b, 1999c) sviluppato presso il DIIAR del Politecnico di Milano, che simula la propagazione del deflusso superficiale lungo i versanti ed il reticolo idrografico. In Figura 1 viene riportata una rappresentazione schematica del modello evidenziando le sue componenti fondamentali ed i parametri di ingresso necessari al suo funzionamento.

I blocchi principali del modello sono:

i. Blocco dove si elabora l'informazione fornita dalla matrice delle quote del terreno (DEM) e si genera il reticolo idrografico;
ii. Blocco in cui viene eseguita la lettura delle misure dei dati atmosferici, come per esempio precipitazione, radiazione netta, pressione, temperatura, etc.. Tali misure vengono distribuite spazialmente su tutte le celle del bacino;
iii. La generazione del deflusso superficiale tramite il modello di bilancio a scala locale per ciascuna cella del bacino idrografico;
iv. Blocco in cui si simula la propagazione del deflusso superficiale per ogni ramo del reticolo idrografico;

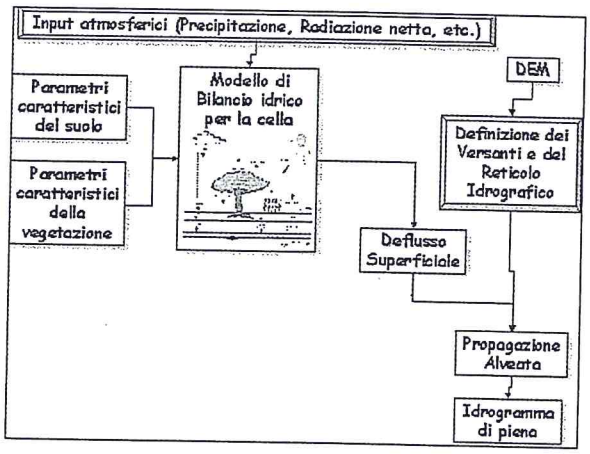


Figura 1. Schema del modello idrologico spazialmente distribuito con aggiornamento dello stato di umidità del suolo.

2.1 Blocco DEM

Questa parte gestisce l'ingresso e l'elaborazione dei dati delle quote del terreno ("Digital Elevation Model", DEM). Nel modello le celle del DEM sono filtrate in modo da evitare depressioni locali (pits), che si possono presentare frequentemente nelle matrici di quote in seguito ad una non corretta scelta della dimensione della griglia di campionamento. In base al DEM ottenuto, il programma genera automaticamente il reticolo idrografico, scegliendo, su ogni cella, la direzione della massima pendenza secondo l'algoritmo noto come D8. Questo modulo del modello permette inoltre la distinzione dei versanti dal reticolo idrografico (Montgomery and Foufula - Georgiou, 1993). Tale distinzione è ottenuta stabilendo un'area di drenaggio minima al di sopra della quale le celle in cui è suddivisa la superficie del bacino vanno a comporre il reticolo di drenaggio alveato.

[1] Politecnico di Milano - Dipartimento di ingegneria idraulica, ambientale e del rilevamento
[2] Università di Sassari - Dipartimento di ingegneria del territorio

2.2 La rappresentazione spaziale degli input atmosferici

In questo blocco del programma viene eseguita l'estrapolazione delle misure dei dati meteorologici registrati dalla stazione meteorologica per ciascuna delle celle in cui è suddiviso il bacino. I dati meteorologici necessari per il funzionamento del modello sono:

1. L'intensità di precipitazione [m/s];
2. La temperatura dell'aria a bulbo secco [°C];
3. La temperatura dell'aria a bulbo umido [°C], o, in alternativa, l'umidità relativa;
4. La pressione atmosferica [mbar];
5. La velocità del vento [m / s];
6. La radiazione netta [W / m²]
7. L'energia uscente nel suolo per conduzione di calore [W / m²]

L'informazione meteorologica relativa alle misure delle singole stazioni è estrapolata spazialmente con il metodo di Thiessen o della distanza inversa, in modo da caratterizzare, con un valore stimato del dato meteorologico, ogni cella del bacino.

2.3 La generazione del deflusso superficiale

La generazione del deflusso superficiale in ciascuna cella del DEM viene simulata tramite il modello di bilancio idrico ed energetico a scala locale SVAT. In tal modo per ogni cella della griglia del bacino, per ogni passo temporale, viene stimato il tasso di ruscellamento, dedotto dal complesso bilancio idrico della cella stessa.

Lo SVAT simula, all'interno della generica cella della griglia, il movimento dell'acqua nel suolo insaturo in direzione verticale. Per stimare ed aggiornare in continuo le caratteristiche e le profondità della falda idrica alla scala di bacino è stata impiegata una metodologia semplificata, utilizzando l'indice topografico del suolo di Beven (1986). Con tale semplificata metodologia è possibile calcolare il flusso idrico sotterraneo nella zona satura del terreno, ossia il deflusso di base, tra le celle contigue e conseguentemente, l'evoluzione spazio - temporale della profondità della falda idrica.

L'espressione per il calcolo della profondità locale della falda dal suo valore medio risulta:

$$z_{i,j} = \bar{z} - \frac{1}{f}\left\{ ln\left(\frac{a_{i,j}}{\tan\beta_{i,j}}\right) - \lambda \right\} \qquad (2.1)$$

dove $\bar{z}$ è il valore medio della profondità della falda idrica per il bacino, f è il parametro che descrive il decadimento esponenziale della permeabilità idraulica satura con la profondità, $a_{i,j}$ è l'area drenante attraverso il contorno unitario locale, $b_{i,j}$ il valore locale dell'angolo della pendenza, e λ è il valore medio per il bacino dell'indice topografico ln (a/tan β).

La modellazione dell'evoluzione temporale del valore medio per il bacino della profondità della falda idrica, $\bar{z}$, permette di aggiornare in continuo nel tempo la distribuzione spaziale della falda idrica, comprese le aree in condizioni di saturazione. Il deflusso di base per tutto il bacino sarà dato dall'integrazione dei flussi sotterranei nel suolo saturo lungo il reticolo idrografico, tramite l'espressione di Sivapalan et al. (1987)

$$Q_b = Q_0 \cdot e^{-f\cdot\bar{z}} \qquad (2.2)$$

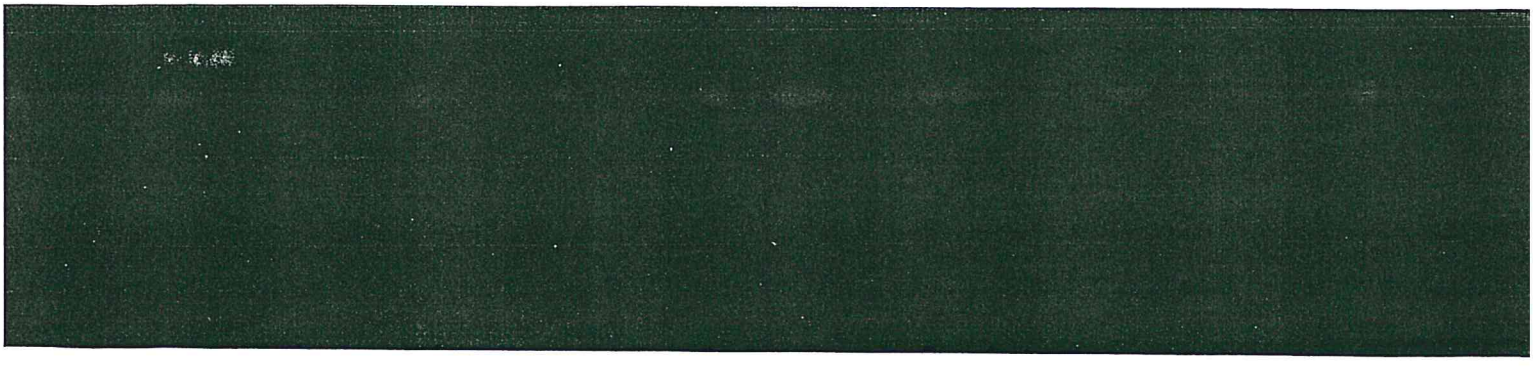
dove

$$Q_0 = A \cdot T_e \cdot e^{-\lambda} \qquad (2.3)$$

dove Q_0 è il deflusso di base in condizioni di saturazione di tutto il bacino idrografico sotteso, A è la superficie del bacino.

2.3.1 Lo schema SVAT di Famiglietti e Wood (1994)

In Figura 2 è riportata la rappresentazione schematica dei processi idrologici simulati nello SVAT. Lo schema simula i principali flussi del bilancio idrologico: evaporazione e traspirazione per la vegetazione bagnata e asciutta rispettivamente; evaporazione per il suolo; infiltrazione e deflusso superficiale. La formazione del deflusso superficiale è dovuta sia al meccanismo di eccesso di infiltrazione hortoniano sia a quello di eccesso di saturazione dunniano. Poiché il processo di formazione del deflusso superficiale e i flussi di energia tra suolo ed atmosfera dipendono fondamentalmente dal contenuto d'acqua presente nel suolo, la colonna elementare di sottosuolo è divisa in due zone. Quella più superficiale è la "root zone" (zona delle radici), ossia la parte di suolo in cui si sviluppa l'apparato radicale vegetativo; essa è particolarmente attiva in quanto innanzitutto rifornisce sia lo strato superficiale del suolo che l'apparato vegetativo del contenuto idrico indispensabile al processo evaporativo. Sotto la "root zone" si trova uno strato di suolo meno attivo, la "transmission zone". Esso si estende dalla "root zone" fino alla sommità della frangia capillare, che delimita la zona satura di suolo. La base della "transmission zone" costituisce il limite inferiore della parte di suolo rappresentata all'interno dello SVATS. Essa è interessata da un movimento idrico di drenaggio dalla "root zone" fino alla sommità superiore della "transmission zone" e da uno ulteriore verso la falda idrica. I flussi di risalita capillare della falda attraversano l'intera "transmission zone" fino alla "root zone".



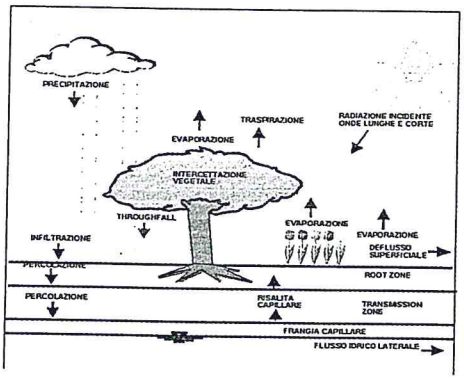


Figura 2 - Rappresentazione schematica del modello di bilancio idrico a scala locale.

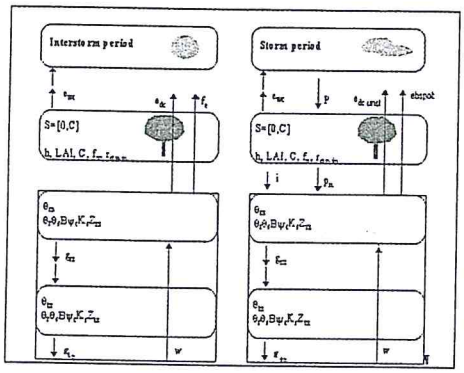


Figura 3 - Schematizzazione dello SVAT per periodi piovosi ("Storm period") e per periodi asciutti ("interstorm period").

S, serbatoio d'accumulo della copertura vegetale; C, capacità massima del serbatoio; h, altezza della vegetazione; r_{stmin}, resistenza stomatale minima; LAI, leaf area index; q_{rz} e q_{tz}, valore medio del contenuto volumetrico idrico della root e "transmission zone"; q_r e q_s, contenuto idrico residuo e di saturazione del suolo; y_c, altezza della frangia capillare in condizioni di saturazione, K_s, conduttività idraulica satura, Z_{rz} e Z_{tz}, profondità della root e "transmission zone"; g_{rz} e g_{tz}, percolazione dalla root e "transmission zone"; f_i e f_e, infiltrazione e ex-filtrazione; e_{wc}, evaporazione dalla vegetazione bagnata; e_{dc}, evaporazione dalla vegetazione asciutta; e_{dcunst}, evaporazione dalla eventuale frazione di vegetazione asciutta uguale al valore potenziale (unstressed); ebspot, evaporazione potenziale del suolo nudo; p, precipitazione; p_n, precipitazione netta; w, risalita capillare.

2.4. La propagazione del deflusso nel reticolo idrografico: il metodo Muskingum – Cunge

Il trasferimento del deflusso superficiale sui versanti e nel reticolo idrografico si ottiene con uno schema di propagazione idrologica basato sul metodo Muskingum – Cunge (Cunge, 1969) nella sua forma non lineare, che si basa sul calcolo della celerità di propagazione in rete variabile nel tempo (Ponce, 1989; Ponce e Yevjevich, 1978; Ponce e Chaganti, 1994). Il modello assume, che per un canale di estremi (i) e (i+1), che colleghi due celle secondo la direzione di massima pendenza, valga una relazione lineare tra il volume invasato W nel tratto considerato e la portata entrante Q_i attraverso la sezione (i) e quella uscente Q_{i+1} attraverso la sezione (i+1):

$$W = k\cdot[\varepsilon\cdot Q_i + (1-\varepsilon)\cdot Q_{i+1}] \qquad (2.4)$$

dove k è il coefficiente di invaso ed e è il fattore di peso che rappresenta l'influenza relativa della portata entrante e di quella uscente. Indicando poi con Q_{i+1}^{j+1} la portata alla sezione (i+1) al tempo (j+1) Δt, dove Δt è l'intervallo di discretizzazione temporale del modello, il metodo Muskingum assume la forma:

$$Q_{i+1}^{j+1} = C_1\cdot Q_i^{j+1} + C_2\cdot Q_i^j + C_3\cdot Q_{i+1}^j \qquad (2.5)$$

dove i coefficienti C_i la cui somma deve essere pari all'unità, hanno le espressioni:

$$C_1 = \frac{\Delta t - 2\cdot k\cdot\varepsilon}{2\cdot k\cdot(1-\varepsilon)+\Delta t} \qquad (2.6)$$

$$C_2 = \frac{\Delta t + 2\cdot k\cdot\varepsilon}{2\cdot k\cdot(1-\varepsilon)+\Delta t} \qquad (2.7)$$

$$C_3 = \frac{2\cdot k\cdot(1-\varepsilon)-\Delta t}{2\cdot k\cdot(1-\varepsilon)+\Delta t} \qquad (2.8)$$

con $k = \frac{\Delta x}{\omega}$ ed $\varepsilon = \frac{1}{2}\cdot\left(1 - \frac{Q}{B\cdot\omega\cdot S_0\cdot\Delta x}\right)$

(Cunge, 1969) e dove, con riferimento al generico canale di propagazione dell'onda, $\omega = \frac{dQ}{dA}$ rappresenta la celerità, Δx la lunghezza, S_0 la pendenza di fondo assunta coincidente con la pendenza topografica, B la

larghezza in corrispondenza del pelo libero della sezione idrica ed A l'area della sezione idrica.

3. APPLICAZIONE DEL MODELLO DI BILANCIO AL BACINO DEL FIUME TOCE.

Il modello idrologico con aggiornamento dello stato di umidità del terreno è stato applicato al bacino del Toce, situato nella parte nord-orientale del Piemonte, chiuso alla sezione di Candoglia (circa 1530 km²). Il bacino del Toce presenta caratteristiche tipiche dei bacini alpini, con un'altitudine media di 1641 m calcolata tra la quota di 4635 m s. l. m. del Monte Rosa e i 193 m della sezione di chiusura, e con valli di origine glaciale caratterizzate da versanti assai ripidi.

L'applicazione del modello ha riguardato il periodo che va dal 1 Gennaio del 1996 fino al 31 Dicembre del 1997. Ciò ha permesso di simulare le componenti del bilancio idrologico a scala oraria per tutto il periodo considerato (Figura 5).

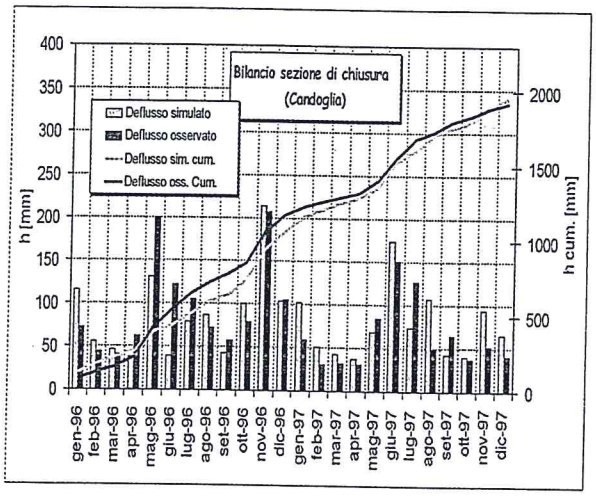
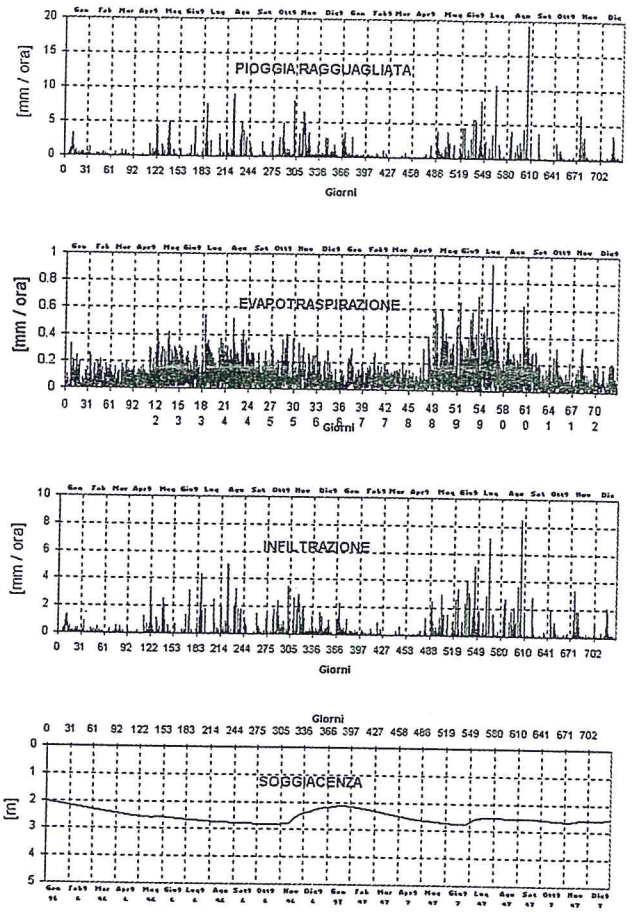


Figura 4: confronto tra valori osservati e cumulati del deflusso superficiale alla sezione di chiusura del bacino. Valori aggregati a scala mensile espressi in mm.

Figura 5: Risultati della simulazione del bilancio idrologico del bacino del Toce per il periodo compreso tra il 1 Gennaio 1996 e il 31 Dicembre 1997; si riportano la pioggia ragguagliata, l'evapotraspirazione (valore omnicomprensivo della evaporazione dal terreno e dalla vegetazione bagnata e della traspirazione dalla vegetazione asciutta), l'infiltrazione e la profondità media di falda. I flussi sono tutti espressi in mm per ora, la profondità media di falda in metri dal piano campagna.



Una prima verifica del modello è stata effettuata mettendo a confronto la serie dei dati di deflusso superficiale simulati alla sezione di chiusura del bacino, con i dati osservati alla corrispondente stazione idrometrica di Candoglia.

I risultati aggregati a scala mensile sono riportati nell'istogramma di figura 4 dove vengono graficati anche i valori cumulati.

Dal grafico si nota che, eccetto una leggera discrepanza osservabile a partire dal mese di Maggio 1996, il modello di bilancio stima abbastanza correttamente il deflusso superficiale. Bisogna ricordare che il modello idrologico adottato non simula la dinamica della coltre nivale che invece, in un bacino con caratteristiche alpine come quello in studio, può risultare molto importante soprattutto nei mesi estivi: buona parte del deflusso osservato in questi mesi, infatti è da attribuire al fenomeno

dello scioglimento nivale. L'elevato valore assunto dal deflusso nel mese di Novembre 1996 è da attribuire invece a un importante evento di piena: in questa circostanza va notato il buon accordo tra dato osservato e simulato. Una prerogativa dei modelli distribuiti è la possibilità di analizzare la "storia idrologica" di una qualsiasi cella appartenente al dominio studiato. Sfruttando questa potenzialità è stata effettuata una ulteriore verifica del modello. Nella zona oggetto di studio sono presenti numerosi invasi artificiali a scopo idroelettrico. Essi sono posti a quote elevate e sottendono in generale un bacino di modeste dimensioni.

La conoscenza dei livelli giornalieri registrati per alcuni serbatoi, ha permesso il calcolo delle variazioni di volume invasato, imputabili al drenaggio dell'acqua del bacino sotteso dalla diga stessa. Si è allora confrontato il volume del deflusso simulato con le variazioni di volume invasato dalla diga corrispondente. I risultati sono presentati nella figura 6.

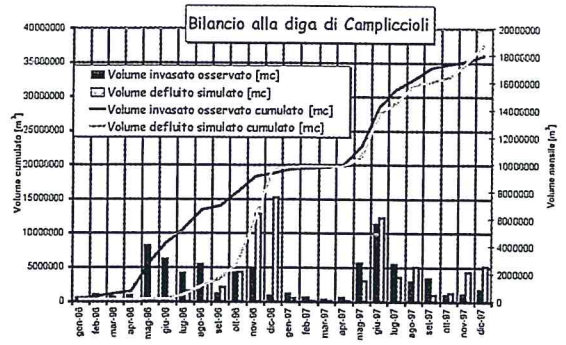
L'analisi proposta presenta però dei limiti: innanzitutto non sono disponibili i dati precisi relativi alle portate derivate dagli enti gestori degli invasi e le eventuali manovre di regolazione degli scarichi controllati. Questo dato si rende necessario per la determinazione della portata in ingresso al serbatoio da confrontare con il deflusso simulato; infatti dall'equazione di continuità dell'invaso in forma discreta

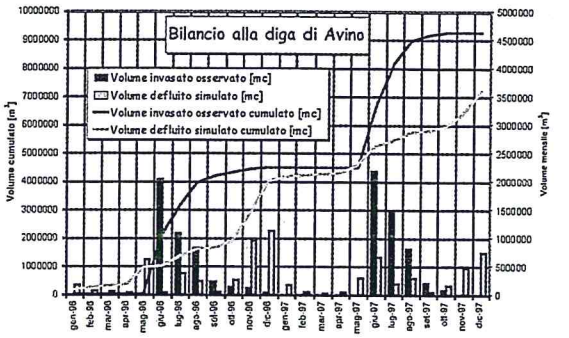
$$Q_i - Q_u = \frac{\Delta W}{\Delta t}$$

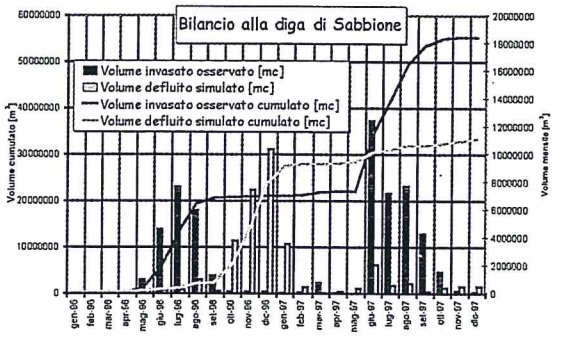
dove Qi è la portata in ingresso, Qu quella in uscita e $\frac{\Delta W}{\Delta t}$ la variazione del volume invasato nell'unità di tempo, si ricava che la portata in ingresso è data dalla somma della portata complessivamente uscente (somma della portata derivata e di quella scaricata) e della variazione di volume invasato (ricavabile dalla variazione dei livelli). La mancanza dei dati necessari ha reso necessaria l'adozione dell'ipotesi di poter confondere la portata in ingresso semplicemente con il volume invasato nell'unità di tempo.

Un secondo limite riguarda più propriamente il modello; in esso, infatti, non si tiene conto, come già specificato, della dinamica dell'accumulo e scioglimento della neve, fenomeno che invece risulta importante soprattutto per l'ubicazione delle dighe poste a sbarramento di valli alpine ad alta quota.

Per questi motivi, a questi tipo di analisi va attribuito solamente un valore indicativo.







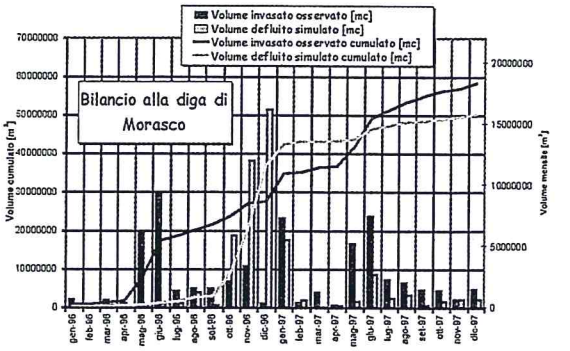
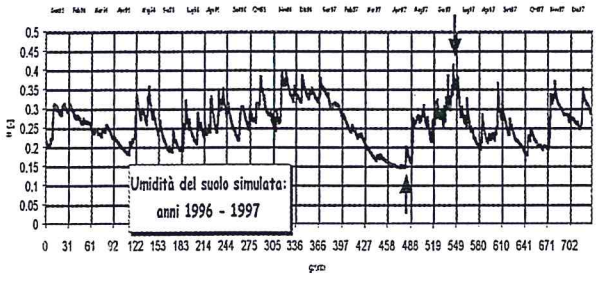


Figura 6: confronto fra volume defluito simulato e volumi invasati dall'invaso della sezione corrispondente; si riportano i valori mensili e cumulati per le sezioni di Camplicciolì, Avino, Sabbione e Morasco (valori espressi in m³).

I campi di applicazione di un modello di bilancio idrologico distribuito sono molteplici. È per esempio possibile analizzare come varia la distribuzione spaziale del contenuto idrico del terreno individuando così eventuali zone di deficit idrico. A tal proposito, nella figura 7 si evidenzia come varia la distribuzione spaziale del contenuto d'acqua dello strato superficiale di terreno in seguito a un periodo particolarmente piovoso.



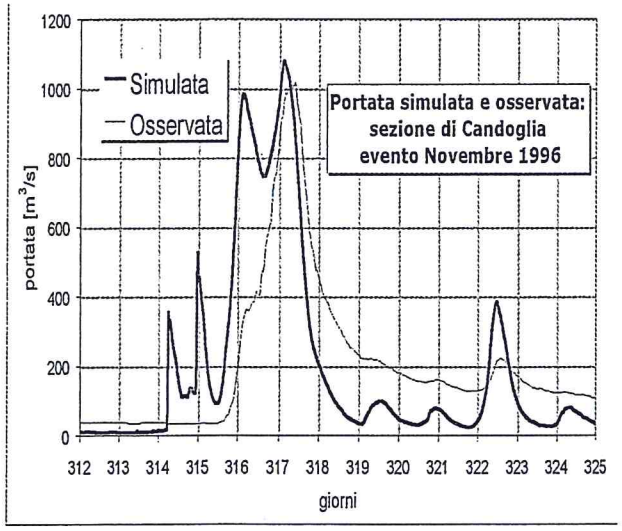


Figura 7: andamento del valor medio del contenuto d'acqua dello strato di suolo superficiale (sopra) e variazione nella distribuzione del contenuto d'acqua dopo un periodo asciutto e uno particolarmente piovoso. Le situazioni si riferiscono rispettivamente al valore medio indicato nel grafico superiore.

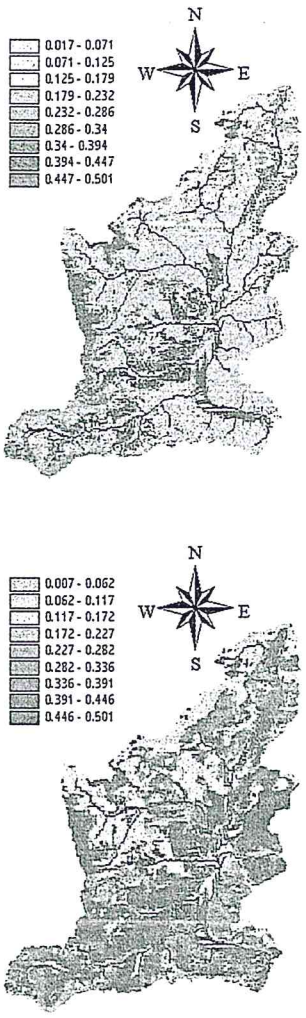


Figura 8: confronto tra idrogramma di piena osservato e simulato alla sezione di Candoglia.

Un altro possibile impiego del modello di bilancio idrologico si trova nel campo della previsione delle piene dei corsi d'acqua. Un tale tipo di modello risulta di estrema utilità quando si vogliono studiare le piene dei corsi d'acqua dei bacini non monitorati. Infatti, nella felice situazione in cui si rendono disponibili numerosi dati di misura di portate fluviali, mediante studi statistici è possibile caratterizzare gli idrogrammi di piena di un corso d'acqua. Nel caso di un bacino non strumentato, invece, risulta utile avere a disposizione un meto-

do di stima delle piene deducendole dalle caratteristiche del bacino idrografico. Quale metodo migliore di un modello fisicamente basato che tiene conto della variabilità spaziale delle caratteristiche e dell'uso del suolo? A tal proposito, in figura 8, si mette a confronto l'idrogramma osservato con quello simulato relativamente all'evento di piena del Novembre 1996. Va ricordato che, per la simulazione effettuata, non è stato operato nessun tentativo di calibrazione del modello: i parametri utilizzati sono stati derivati dalle mappe telerilevate da satellite o dedotti da quest'ultime o ancora dall'osservazione diretta.

4. CONCLUSIONI

In questo studio si è presentata un'applicazione di un modello distribuito di bilancio sviluppato presso il DIIAR del Politecnico di Milano al bacino del Fiume Toce simulandone il bilancio idrico per il periodo che va dal 1 gennaio 1996 al 31 Dicembre del 1997.

E' stata fatta una verifica del modello confrontando i risultati con le osservazioni a diverse scale spaziali. Il confronto con il deflusso osservato alla sezione di chiusura del bacino (1534 km^2) ha dato conferma del buon funzionamento del modello. Alla scala dei sottobacini intercettati dalle dighe (area compresa tra 15 e 30 km^2) il modello è risultato meno rappresentativo della realtà. A tal proposito va però ricordato che la mancata disponibilità dei dati di portate derivate e delle manovre di regolazione degli scarichi dei serbatoi, ha permesso solo un'analisi indicativa e non di dettaglio. Rimane da aggiungere anche il fatto che le variazioni di volume invasato dalle dighe nei periodi estivi risultano strettamente legate al fenomeno dello scioglimento nivale non simulato dal modello.

Il modello ha dato risultati soddisfacenti nella simulazione dell'evento di piena fluviale del Novembre 1996 dimostrando la possibilità di un suo utilizzo nel campo delle previsione delle piene.

5. RIFERIMENTI BIBLIOGRAFICI

Beven K. J., "Runoff production and flood frequency in catchments of order n: An alternative approach", in Scale Problems in Hydrology, edited by V. K. Gupta et al., 107 – 131, D. Reidel, Norwell, Mass., 1986.

Cunge J.A., "On the Subject of a Flood propagation computation method", *J. of Hydraulic Research*, vol. 7, n. 2, pp 205-230, 1969.

D'Urso G., "Simulation and management of on-demand irrigation systems: a combined agrohydrological and remote sensing approach", PhD thesis, Wageningen University, Wageningen, The netherlands, 2001.

Dunne T., "Field studies of hillslope processes", in *Hillslope Hydrology* edited by Kirby M. J., John Wiley, New York, 227–293, 1978.

Famiglietti J. S., and **E. F. Wood**, "Multiscale modelling of spatially variable water and energy balance processes", *Water Resources Research*, 30, 3061-3078, 1994a.

Horton R. E., "The role of infiltration in the hydrologic cycle", *Eos Trans. AGU*, 14, 446 – 460, 1933.

Mancini M., Montaldo N. and **Rosso R.**, "Effetti di laminazione di un sistema d'invasi artificiali nel bacino del fiume Toce", submitted *Acqua*, Marzo, 1999b.

Mancini M., Montaldo N. and **Rosso R.**, "Effetti di laminazione di un sistema d'invasi artificiali nel bacino del fiume Toce", in *L'ingegneria naturalistica nella sistemazione dei corsi d'acqua* a cura di U. Maione, A. Brath, editoriale Bios, Settembre, 1999c.

Mancini M., Montaldo N. and **Rosso R.**, "Modellazione distribuita degli eventi di piena in presenza di invasi artificiali nel bacino del fiume Toce" (in italian), proc. *XXVI Conv. di Idraulica e Costruzioni idrauliche*, vol. II, Catania (Italy), pp. 237 - 248, 1998.

Mancini M., Montaldo N. and **R. Rosso**, "A Flash-Flood Event-Based Spatially-Distributed Rainfall-Runoff Transformation (FEST98) Model", in *First Year Progress Report of FRAMEWORK project*, edited by R. Rosso, Milano (Italy), February, 1999a.

Montgomery D. R. and **Foufoula-Georgiou E.**, "Channel network source representation using digital elevatoin models", *Water Resour. Res.*, 29 (12), 3925-3934, 1993.

Ponce V. M., *Engineering Hydrology principies and practices*, Prentice Hall, Englewood Cliff, NJ, 1989.

Ponce, V. M. and **Chaganti, P. V.**, "Variable – parameter Muskingum – Cunge method revisited", *Journal of Hydrology*, 162, 433 – 439, 1994.

Ponce V. M., and **Yevjevich, V.**, "Muskingum – Cunge method with variable parameters", *J. Hydr. Div. Am. Soc. Civ. Eng.*, 104(12), pp. 1663-1667, 1978.

Serageldin I., "Toward Sustainable Management of Water Resources", in *Directions in Development*, The World Bank, Washington, D.C.

Sivapalan M., Beven K. and **E. F. Wood**, "On hydrologic similarity, 2 A scaled model of storm runoff production", *Water Resour. Res.*, 23, 2266–2278, 1987.