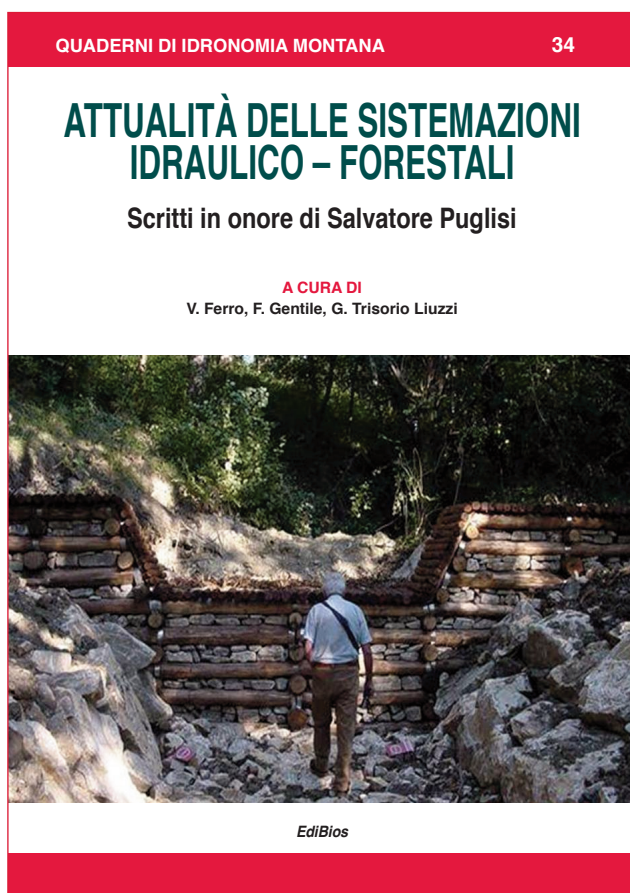


Osservazione e modellazione del deflusso sottosuperficiale laterale saturo in un ripido versante naturale

*M. Pirastru, R. Marrosu, M. Niedda, M. Castellini,
V. Bagarello, M. Iovino*

ESTRATTO



ISBN 978-88-97181-48-4

EdiBios

OSSERVAZIONE E MODELLAZIONE DEL DEFLUSSO SOTTOSUPERFICIALE LATERALE SATURO IN UN RIPIDO VERSANTE NATURALE

Observation and modeling of the lateral saturated subsurface flow in a vegetated steep hillslope

M. Pirastru*, R. Marrosu*, M. Niedda*,
M. Castellini**, V. Bagarello***, M. Iovino***

Sommario

I versanti sono unità morfologiche fondamentali che governano la risposta idrologica dei bacini idrografici durante le precipitazioni più intense. Nonostante la loro riconosciuta importanza idrologica, è ancora necessario condurre approfonditi studi, sia a carattere sperimentale che teorico, per meglio comprendere i meccanismi di generazione e trasporto del deflusso sottosuperficiale laterale saturo nei versanti. In questo contributo sono presentati i risultati di un monitoraggio di lungo periodo del flusso laterale di falda intercettato per mezzo di una trincea drenante installata su d'un ripido versante naturale nel bacino del Lago di Baratz, Sardegna. I dati raccolti vengono utilizzati per sviluppare una relazione di tipo esponenziale tra la conducibilità idraulica laterale satura (K_S) e lo spessore della falda (T), valida alla scala di versante. I flussi osservati e i livelli di falda sono simulati con un modello numerico orizzontale 1D, basato sulla soluzione simultanea della legge del moto e dell'equazione di bilancio idrico, e implementato tramite uno schema risolutivo alle differenze finite. Le principali assunzioni del modello sono che nel suolo il flusso sottosuperficiale saturo sia regolato dalla legge di Darcy, e che si verifichi sempre l'istantaneo raggiungimento di un profilo di equilibrio idrostatico del carico di suzione nella zona vadosa. Il modello richiede la specifica della curva di ritenzione idrica del suolo e della relazione $K_S(T)$ ottenute sperimentalmente. I risultati della simulazione indicano che il modello è in grado di riprodurre in modo adeguato i dati osservati. Il flusso di falda è ben riprodotto, sia in termini di tempi di risposta che di portate drenate. Pertanto, il modello sviluppato può essere un utile strumento di previsione della risposta idrologica in versanti naturali a forte pendenza.

Summary

Hillslopes are fundamental hydrological units which govern the hydrological

* Dipartimento di Agraria, Università degli Studi di Sassari, mpirastru@uniss.it ; rmarrosu@uniss.it ; niedda@uniss.it.

** Consiglio per la ricerca in agricoltura e l'analisi dell'economia agraria Unità di Ricerca per i Sistemi Culturali degli Ambienti Caldo-aridi, Via Celso Ulpiani 5, Bari, mirko.castellini@crea.gov.it.

*** Dipartimento di Scienze Agrarie e Forestali, Università degli Studi di Palermo, Viale delle Scienze, vincenzo.bagarello@unipa.it; massimo.iovino@unipa.it.

response during intense rainstorms in natural catchments. Despite their importance in hydrology, there is still the need to develop experimental and theoretical research about mechanisms of generation and routing of the lateral saturated subsurface flow in hillslopes. In this research we show the results of a long-term monitoring of the shallow water table and subsurface flow collected by a tile drain in a steep natural hillslope in the Baratz Lake Catchment, Sardinia. The collected data are used to develop an exponential relation between the lateral saturated hydraulic conductivity (K_s) and the water table thickness (T), which applies at the hillslope scale. The observed flows and water table levels are simulated by an 1D horizontal numerical model based on the simultaneous solution of the groundwater flow and soil water balance equations by a difference finite scheme. The model is based on the assumptions that in the soil the saturated subsurface flow is governed by the Darcy's law, and that there is always an instantaneous hydrostatic equilibrium soil moisture profile in the vadose zone. The model requires the specification of the soil water retention curve and of the $K_s(T)$ relation. Simulation results show that the model is able to satisfactorily reproduce the field data. The subsurface flow collected by the tile drain is well reproduced, both in terms of timing of the response and of magnitude of discharge during the peaks and interflow periods. Hence, the developed model can be an useful tool for predicting the hydrological response in natural hillslopes.

1. Introduzione

La generazione del deflusso sottosuperficiale saturo nei versanti è un processo fondamentale che governa la risposta idrologica dei bacini idrografici. (Weiler, 2005; Neumann et al., 1998; Niedda and Pirastru, 2015). Numerosi studi sperimentali sono stati svolti nelle regioni con clima umido e temperato, e in maniera più limitata anche nelle aree semiaride, al fine di valutare quantitativamente il deflusso sottosuperficiale nei versanti, e di individuare i fattori che ne condizionano la variabilità spaziale e temporale. Tuttavia, sono ancora pochi i tentativi di riprodurre i deflussi osservati attraverso l'uso dei modelli idrologici di simulazione.

I processi di trasporto dell'acqua nei versanti sono stati generalmente modellizzati tramite l'equazione di Richards. Alcuni modelli hanno implementato la forma tridimensionale dell'equazione, per esempio al fine di studiare la relazione non lineare tra le variabili idrologiche del suolo e del deflusso superficiale (Camporese et al., 2014). Altri hanno fatto ricorso a una descrizione semplificata dei processi idrologici coinvolti, adottando una schematizzazione bidimensionale (Cordano e Rigon, 2013; Niedda et al., 2014). Dusek et al. (2012) hanno simulato i deflussi di falda drenati in un versante con un modello che riproduceva separatamente il processo di infiltrazione verticale con l'equazione di Richards, e il flusso laterale dell'acqua sopra un substrato a bassa permeabilità, attraverso l'equazione monodimensionale di Boussinesq. I modelli che risolvono l'equazione di Richards simulano in modo adeguato i complessi processi di flusso idrico nei versanti. Richiedono, tuttavia, notevoli risorse computazionali e necessitano di una parametrizzazione onerosa, spesso individuabile per sola calibrazione. Pertanto, questi modelli sono di difficile applicazione quando il

dominio spaziale di simulazione si estende per centinaia o migliaia di metri quadrati, come avviene per esempio nel caso dei versanti.

Bierkens (1998) ha simulato i livelli della falda superficiale in due siti olandesi con presenza di dreni, risolvendo il bilancio idrico del suolo per mezzo di un modello idrodinamico monodimensionale. In esso le variazioni della falda erano determinate dai flussi saturi laterali verso i dreni, e dal volume d'acqua immagazzinato nel suolo insaturo sopra la falda. Questo era calcolato da una successione temporale di stati di umidità stazionari determinati dalla condizione di equilibrio idrostatico delle pressioni. Un tale approccio è particolarmente attrattivo in quanto rappresenta in parte le interazioni esistenti tra la zona satura e insatura del suolo, ma contemporaneamente dispensa dal dover esplicitamente rappresentare i flussi idrici verticali nel suolo insaturo.

La memoria presenta i risultati preliminari dell'applicazione di un modello semplificato di simulazione dei deflussi laterali saturi e dei livelli di falda in un versante. Nel modello i deflussi laterali di falda sono modellizzati secondo l'equazione di Darcy. Lo stato idrico della fase non satura del suolo è determinato dalla condizione di equilibrio idrostatico, in funzione dei livelli variabili della falda, secondo l'approccio illustrato da Bierkens (1998). Il modello è validato sui dati di falda e di deflusso sottosuperficiale drenato in un ripido versante della Sardegna nord occidentale. L'obiettivo è di valutare se il modello proposto possa simulare in modo adeguato i processi di generazione dei deflussi idrici di falda nei versanti naturali.

2. Descrizione del sito sperimentale e della strumentazione

Il caso di studio riguarda il bacino sperimentale del Lago di Baratz, che si trova nella Sardegna nord-occidentale (Niedda e Pirastru, 2013). La zona presenta un clima semi-arido di tipo mediterraneo. La stagione umida si estende dal tardo autunno alla primavera e l'altezza media annua di pioggia è di poco inferiore ai 600 mm. Le medie annue di temperatura e umidità sono rispettivamente di 15,8 °C e del 78,7%.

Il sito sperimentale si trova su un versante prospiciente la valle principale del bacino. Il versante è orientato a nord, ha un valore di quota media pari a 57 m s.l.m., ed è caratterizzato da una morfologia pressoché planare e un'inclinazione media del 30 %. Una porzione di pendio che accoglie una chiara, larga circa 15 m (Fig. 1a), è stata scelta per la realizzazione dell'impianto sperimentale di misura dei deflussi sottosuperficiali. Il substrato geologico è costituito da arenarie alterate poco permeabili del Permiano sopra le quali si sviluppa un suolo di spessore variabile fra i 40 e 50 cm. Esso è caratterizzato da una tessitura prevalentemente franco-sabbiosa, da un tenore medio di materia organica del 4,5 %, e da una densità apparente del suolo secco in media di 1590 kg m⁻³.

Il sito sperimentale è stato strumentato per il rilievo in continuo delle altezze di falda e delle portate di deflusso sottosuperficiale laterale saturo nel suolo del versante. Una trincea drenante di lunghezza pari a 8.5 m è stata realizzata al di sopra dello strato impermeabile, 15 m a monte del piede del pendio (Fig. 1).

Essa intercetta le portate in uscita dal suolo che sono state misurate per mezzo di un flussometro a vaschette basculanti, con capienza di 0.5 l ciascuna. Le variazioni del livello di falda sono state monitorate in una rete di nove piezometri collocati a diversa quota lungo il pendio e disposti secondo lo schema illustrato in figura 1b. La loro installazione è avvenuta trivellando il suolo sino a raggiungere la profondità del substrato poco permeabile. I livelli idrici nei piezometri da P1 a P6 sono stati misurati mediante sonde TDR (modello CS616 della Campbell Sci.), mentre nei restanti piezometri la misura è stata affidata a trasduttori di pressione. Al fine di utilizzare la tecnica TDR per ottenere misure idrometriche è stata inizialmente condotta un'apposita calibrazione di laboratorio, con una procedura simile a quella proposta da Thomsen et al. (2000). In seguito l'affidabilità della calibrazione è stata positivamente validata per confronto con misure idrometriche manuali raccolte durante visite periodiche in campo. Un datalogger, alloggiato in un contenitore impermeabile, ha registrato tutte le misure automatiche ad intervalli di 5 minuti. Le precipitazioni, la radiazione netta, la temperatura e l'umidità dell'aria, la pressione barometrica sono state registrate, con la stessa risoluzione temporale, da una stazione meteorologica sita nei pressi dell'area sperimentale.

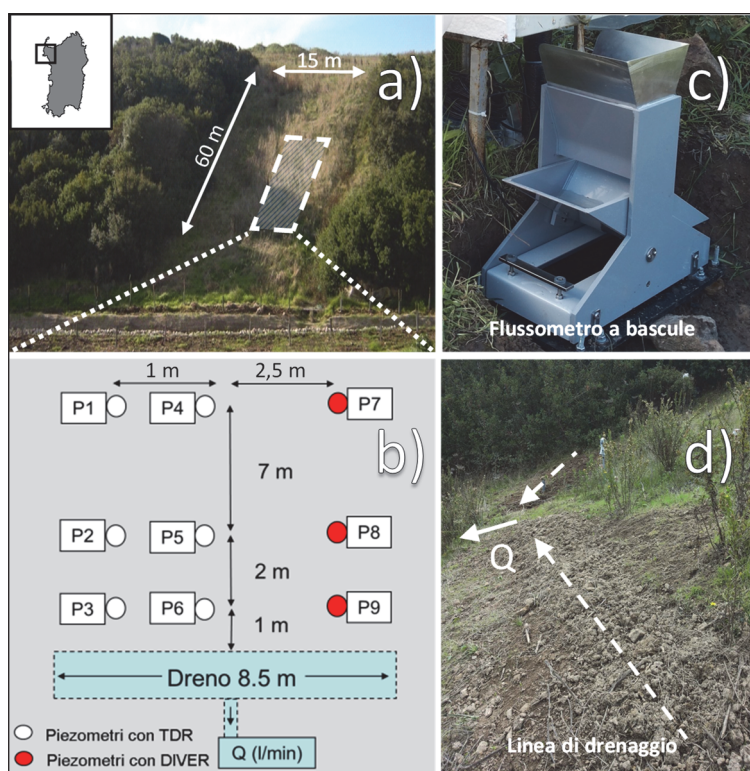


Fig. 1 - a) il sito sperimentale, **b)** planimetria della disposizione della sensoristica, **c)** flussometro a bascule, **d)** linea di drenaggio realizzata nel versante

3. Descrizione del modello di simulazione

Il deflusso e i livelli della falda osservati nel versante sono stati simulati tramite un modello numerico 1D orizzontale. Il modello risolve la seguente equazione di bilancio di massa:

$$\frac{\partial S}{\partial t} = -\frac{\partial q}{\partial s} + P - E_a - \text{loss} \quad (1)$$

in cui S [L] è il contenuto idrico totale del suolo al tempo t e in posizione s lungo il pendio, q [L² T⁻¹] è il flusso idrico laterale di falda, P [L T⁻¹] è l'intensità di pioggia, E_a [L T⁻¹] è l'evapotraspirazione attuale funzione anche del contenuto idrico del suolo, e loss [L T⁻¹] sono le perdite idriche verso il substrato inferiore o ai lati del tratto di pendice indagata. Quest'ultimo termine è modellizzato secondo un'equazione di tipo potenza, come funzione del rapporto tra il valore di altezza di falda, h_b [L], e lo spessore del suolo, D [L]:

$$\text{loss} = \text{loss}_{\max} \cdot \left(\frac{h_b}{D}\right)^b \quad (2)$$

dove loss_{\max} [L T⁻¹] e $b[-]$ sono parametri ottenuti per calibrazione.

Combinando l'Eq. (1) con la legge di Darcy, come convenientemente riformulata in Childs (1971), si è giunti alla seguente relazione:

$$\frac{\partial S}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial s} \left(K_s T \cos \alpha \frac{\partial h_b}{\partial s} \right) + \frac{\partial (K_s T \sin \alpha)}{\partial s} + P - E_a - \text{loss} \quad (3)$$

in cui h_b [L] è il carico idraulico misurato perpendicolarmente al piano impermeabile, α [°] è l'angolo di inclinazione del piano, T [L] è lo spessore della falda, e K_s [L T⁻¹] è la conducibilità idrica media laterale dello strato saturo.

Il termine del contenuto idrico S del suolo è stato espresso in funzione della porosità drenabile del suolo, $n_d[-]$, ossia $\partial S / \partial t = n_d \partial h_b / \partial t$. Successivamente la derivata temporale che compare al primo membro nell'eq. (3) è stata risolta facendo ricorso ad un metodo alle differenze finite, accoppiato con uno schema iterativo di Picard, ottenendo la forma discreta:

$$n_d^{n+1,m} \frac{h_b^{n+1,m+1} - h_b^{n+1,m}}{\Delta t} + \frac{S^{n+1,m} - S^n}{\Delta t} = \frac{\partial}{\partial s} \left(K_s^{n+1,m} T^{n+1,m} \cos \alpha \frac{\partial h_b^{n+1,m+1}}{\partial s} \right) + \frac{\partial K_s^{n+1,m} T^{n+1,m} \sin \alpha}{\partial s} + P - E_a - \text{loss} \quad (4)$$

in cui gli apici n ed m indicano l'intervallo temporale e il numero di iterazione di Picard, rispettivamente.

L'equazione (4) è stata in seguito discretizzata nello spazio attraverso uno schema implicito alle differenze finite, e riordinata per ottenere un sistema di equazioni lineari in cui le uniche incognite sono i livelli di falda.

Il modello si basa sull'assunto semplificativo che le piogge, l'evapo-traspirazione e i flussi idrici laterali determinano un'istantanea variazione del livello della superficie piezometrica e contemporaneamente una variazione del conte-

nuto idrico nel non saturo. Il principio che governa la redistribuzione dell'acqua fra la zona satura e insatura nel suolo è il raggiungimento immediato del profilo di equilibrio idrostatico delle tensioni sopra la falda. Hilberts et al. (2005) hanno illustrato le formulazioni di n_d ed S nell'ipotesi di profilo idrostatico delle tensioni sopra la falda. In queste formulazioni n_d ed S sono espresse in dipendenza della profondità variabile della superficie freatica e delle caratteristiche di ritenzione idrica del suolo.

4. Applicazione e parametrizzazione del modello

Il dominio spaziale di simulazione è rappresentato dalla sezione mediana del versante, che si estende per una lunghezza di 52 m a partire dal limite superiore del versante e fino alla linea di drenaggio. La lunghezza del versante è stata discretizzata in segmenti aventi dimensione Δs di 0.25 m. Lo spessore del suolo, D , è stato assunto costante in tutto il versante e pari a 0.45 m. L'intervallo temporale Δt è stato fatto variare tra un minimo di 0.1 s e un massimo di 300 s, nell'intento di ridurre l'onere computazionale richiesto per la soluzione iterativa dell'Eq. (4). Le condizioni al contorno del dominio spaziale di simulazione sono rappresentate superiormente da una condizione di flusso nullo, e inferiormente da una condizione di carico imposto $h_b = 0$ al dreno. La condizione iniziale è stata ottenuta ipotizzando l'assenza di falda all'interno di tutto il versante. Il flusso laterale di falda drenato è ricavato come residuale del bilancio idrico di massa come illustrato in Hilberts et al. (2005).

La soluzione delle equazioni presentate richiede la conoscenza della curva di ritenzione idrica del suolo e del profilo verticale della conducibilità idraulica laterale di saturazione. Le proprietà di ritenzione idrica del suolo, $\theta(h)$, sono state stimate in laboratorio conducendo, su campioni non rimaneggiati di suolo, prove di evaporazione di Wind (Pirastu et al., 2014). I dati puntuali di $\theta(h)$ sono stati quindi interpolati con la relazione di van Genuchten, come modificata da Hilberts et al. (2005), utilizzando un metodo ai minimi quadrati (Fig. 2a).

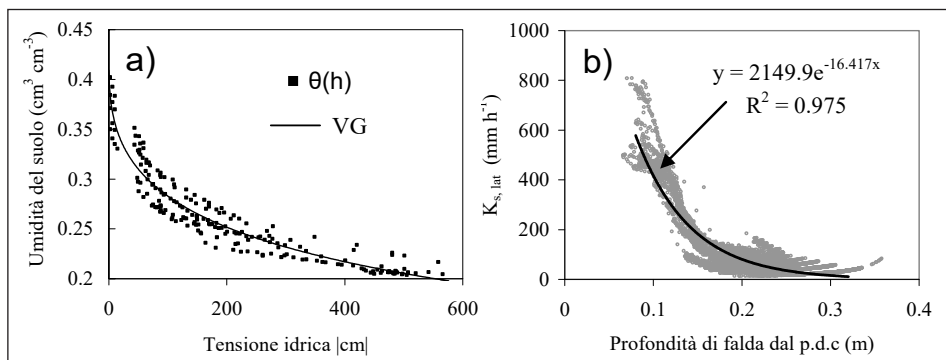


Fig 2 - a) Valori di ritenzioni idrica del suolo e funzione interpolante di van Genuchten (modificata da Hilberts et al., 2005) per la stima di n_d ed S nel modello numerico ($\theta_s = 0.42$; $\theta_r = 0$; $\alpha = 0.00004745 \text{ cm}^{-1}$; $n = 0.3976$); b) valori di $K_{s, \text{sat}}$ funzione della profondità di falda e relativa curva esponenziale interpolante

L'approccio metodologico considerato per la determinazione della conducibilità laterale satura a scala di versante è basato sul lavoro di Brooks et al. (2004). In esso l'equazione di Darcy è stata esplicitata per ottenere la K_S laterale in funzione della portata filtrata per unità di larghezza di dreno, q , dello spessore della falda, T , e del gradiente idraulico totale. Nel nostro lavoro i termini q , T , e il gradiente, sono stati rilevati in continuo durante il monitoraggio. Al fine dell'introduzione di questa fondamentale proprietà idraulica nel modello, i dati di K_S laterale stimati sono stati interpolati attraverso una funzione esponenziale, come illustrato in figura 2b. Infine, i parametri della relazione potenziale, che stima le perdite idriche ai limiti del dominio di simulazione, sono stati determinati per calibrazione sulla base delle serie temporali osservate di portate drenate e di variazioni piezometriche.

5. Risultati e Discussione

Le simulazioni effettuate riguardano il periodo piovoso compreso tra il 15 gennaio e il 5 marzo 2016. In questo periodo circa il 60% della precipitazione è stato convertito in deflusso sottosuperficiale (Fig. 3a). Le portate osservate sono variate da un valore nullo sino a un massimo di circa 12 l/min (Fig. 3b). La falda osservata (Fig. 3c) è variata tra una profondità massima di 0.4 m, all'incirca corrispondente al livello del piano impermeabile, sino a quella minima di circa 0.1 m dal piano campagna. Come mostra la figura 3, il modello ha efficientemente simulato i deflussi idrici sottosuperficiali e i livelli di falda osservati. Sono stati riprodotti adeguatamente sia l'andamento temporale delle portate drenate, che il volume di deflusso ottenuto alla fine del periodo di simulazione. Lo scarto tra il dato cumulato osservato e quello simulato è stato solamente di 3 mm. Le portate idriche sono state ben simulate, in particolare durante le fasi di recessione. Invece, in corrispondenza delle maggiori risposte di deflusso il modello ha sovrastimato il dato osservato.

È possibile inoltre riscontrare una certa difficoltà del modello nel riprodurre gli eventi di deflusso che si verificano subito dopo prolungati periodi non piovosi, come ad esempio l'evento del 7 febbraio. Verosimilmente ciò si deve alla previsione di un esaurimento troppo rapido della falda ipodermica, probabile conseguenza di una sovrastima della perdita idrica. Per contro, si nota una più elevata efficienza del modello nel caso di eventi generati da precipitazioni ravvicinate nel tempo, le quali hanno l'effetto di mantenere condizioni antecedenti sia di elevata umidità del suolo sia di alto livello della falda ipodermica. In tali condizioni si può ritenere maggiormente verificata l'ipotesi della distribuzione idrostatica delle pressioni nella fase insatura del suolo, che è l'assunto principale del modello. Complessivamente, il coefficiente di efficienza di Nash ϵ (1971) relativo alla simulazione delle portate è risultato pari a 0.6. Per quanto riguarda i livelli della falda, l'efficienza di simulazione è stata bassa ($\epsilon=0.1$) per i piezometri più distanti dal dreno, e alta per i piezometri ad esso più prossimi ($\epsilon=0.8$).

I risultati delle simulazioni hanno evidenziato il ruolo fondamentale delle perdite idriche, lateralmente al pendio o verso il substrato roccioso, nel bilancio idrico del versante indagato, perdite che ammontano a circa il 30% della preci-

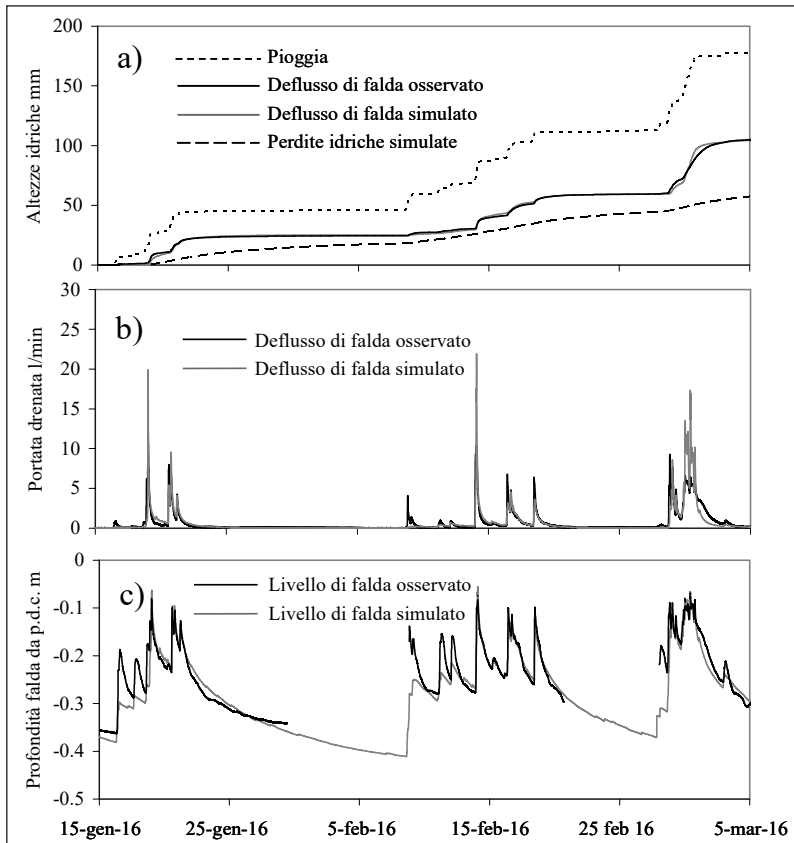


Fig 3 - a) Curve cumulative della pioggia misurata, del deflusso drenato osservato e simulato, e delle perdite idriche simulate; b) deflussi sottosuperficiali osservati e simulati dal modello; c) livelli di falda osservati e simulati in prossimità del dreno

pitazione. Esse risultano incrementate durante i periodi piovosi, quando la falda raggiunge gli strati superiori del suolo più permeabili, in tal modo è facilitata la dispersione idrica laterale verso il suolo forestato (Fig. 1), il quale generalmente si presenta più asciutto (Pirastru et. al., 2014).

Comunque, considerato che il modello sovrastima i picchi delle portate idriche sotterranee in occasione dei maggiori eventi di deflusso, è ragionevole pensare che in queste circostanze le perdite simulate sottostimino quelle reali. Durante i periodi asciutti, il modello ha simulato delle perdite idriche quasi costanti nel tempo. Probabilmente questo ha determinato un abbassamento eccessivo della falda nel versante, che ha comportato una difficoltà del modello nel simulare la riattivazione del deflusso dopo lunghi periodi asciutti.

5. Conclusioni

Sono stati presentati i primi risultati dell'applicazione di un modello idrolo-

gico per la simulazione dei deflussi idrici sottosuperficiali saturi e i livelli di falda di un ripido versante naturale con un suolo poco profondo. Il modello, nella forma monodimensionale, simula i flussi idrici di falda attraverso la legge di Darcy, e introduce per la parte non satura del suolo una condizione di distribuzione idrostatica delle tensioni e dell'umidità. Questo tipo di semplificazione ha permesso di trascurare la simulazione dei flussi idrici verticali nella zona insatura del suolo, semplificando la struttura computazionale del modello e riducendo i parametri della simulazione. Mentre i parametri relativi alla K_s ed alle curve di ritenzione idrica del suolo sono stati ottenuti rispettivamente da una sperimentazione di campo e di laboratorio, i parametri che governano le perdite idriche sono stati calibrati sulla base delle portate idriche drenate e dei livelli di falda osservati.

Il modello ha riprodotto in maniera soddisfacente i dati osservati di deflusso sottosuperficiale e dei livelli di falda nel versante. Tuttavia, i risultati delle simulazioni effettuate hanno sottolineato l'importanza delle perdite idriche nel bilancio idrologico di lungo periodo della porzione di versante indagata, mentre il controllo che queste esercitano sulla simulazione delle portate sottosuperficiali alla scala di evento appare più limitato. In futuro maggiore attenzione dovrà perciò essere rivolta alla calibrazione dei coefficienti che regolano le perdite idriche dal dominio spaziale simulato. In particolare, i risultati ottenuti suggeriscono l'importanza di regolare le perdite non solo durante i periodi piovosi di maggior produzione di deflusso superficiale, ma anche nei periodi tra gli eventi di pioggia, in cui il deflusso è limitato e la falda interessa esclusivamente gli strati inferiori del suolo.

Bibliografia

1. Bierkens, M. F., 1998. *Modeling water table fluctuations by means of a stochastic differential equation*. Water Resources Research, 34(10), 2485-2499.
2. Brooks, E. S., Boll, J., McDaniel, P. A., 2004. *A hillslope-scale experiment to measure lateral saturated hydraulic conductivity*. Water Resources Research, 40(4).
3. Camporese, M., Penna, D., Borga, M., Paniconi, C. (2014). *A field and modeling study of nonlinear storage-discharge dynamics for an Alpine headwater catchment*. Water Resources Research, 50(2), 806-822.
4. Childs, E. C., 1971. *Drainage of groundwater resting on a sloping bed*. Water Resources Research, 7(5), 1256-1263.
5. Cordano, E., and Rigon, R. (2013). *A mass-conservative method for the integration of the two-dimensional groundwater (Boussinesq) equation*. Water Resources Research, 49(2), 1058-1078.
6. Dusek, J., Vogel, T., Dohnal, M., Gerke, H. H., 2012. *Combining dual-continuum approach with diffusion wave model to include a preferential flow component in hillslope scale modeling of shallow subsurface runoff*. Advances in Water Resources, 44, 113-125.
7. Hilberts, A. G. J., Troch, P. A., Paniconi, C., 2005. *Storage-dependent drainable porosity for complex hillslopes*. Water resources research, 41(6).
8. Newman, B. D., Campbell, A. R., Wilcox, B. P., 1998. *Lateral subsurface flow pathways in a semiarid ponderosa pine hillslope*. Water Resources Research, 34(12), 3485-3496.

9. Niedda, M., Pirastru, M., 2013. *Hydrological processes of a closed catchment-lake system in a semi-arid Mediterranean environment*. *Hydrological Processes*, 27(25), 3617-3626.
10. Niedda, M., Pirastru, M., Castellini, M., Giadrossich, F., 2014. *Simulating the hydrological response of a closed catchment-lake system to recent climate and land-use changes in semi-arid Mediterranean environment*. *Journal of Hydrology*, 517, 732-745.
11. Niedda, M., Pirastru, M., 2015. *Field investigation and modelling of coupled stream discharge and shallow water-table dynamics in a small mediterranean catchment (Sardinia)*. *Hydrological Processes*, 28(21), 5423-5435. doi:10.1002/hyp.10016
12. Pirastru, M., Niedda, M., Castellini, M., 2014. *Effects of maquis clearing on the properties of the soil and on the near-surface hydrological processes in a semi-arid Mediterranean environment*. *Journal of Agricultural Engineering*, 45(4), 176-187.
13. Weiler, M., McDonnell, J.J., Tromp-van Meerveld, H.J., Uchida, T., 2005. *Subsurface stormflow*. In *Encyclopedia of Hydrological Sciences*, vol. 3, Anderson MG, McDonnell JJ (eds). Wiley: Chichester; 1719 – 1732.
14. Thomsen, A., Hansen, B., Schelde, K., 2000. *Application of TDR to water level measurement*. *Journal of Hydrology*, 236(3), 252-258.