

**Università della Calabria**

**FACOLTA' DI INGEGNERIA**

**Corso di Laurea in Ingegneria Civile**

**CORSO DI IDROLOGIA N.O. Prof. Pasquale Versace**

**SCHEDA DIDATTICA N° 21**

**IL MODELLO RISE**



**A.A. 2010-11**

# **Il modello RISE (Runoff by Infiltration and Saturation Excess)**

## **1 Il modello RISE**

Il modello RISE (Runoff by Infiltration and Saturation Excess), concentra l'attenzione sui fenomeni chiave che si sviluppano alla frontiera tra l'atmosfera e il suolo e all'interno di quest'ultimo.

In particolare, il modello è stato realizzato per la risposta idrologica di bacini di piccola e media dimensione. La sua struttura rispecchia l'impostazione generale individuata nella modellistica afflussi-deflussi: è, infatti, costituita da due moduli che descrivono i meccanismi con cui si attuano, rispettivamente, la generazione del deflusso ed il suo trasferimento lungo i versanti e la rete idrografica.

La descrizione delle caratteristiche topografiche e delle precipitazioni nel modello RISE segue un approccio distribuito, nel quale si considera il bacino discretizzato in celle coincidenti con le maglie del DEM. Il numero di parametri risponde, invece, ad un criterio di parsimonia, mantenendo un'impostazione di tipo concentrato. In caso di disponibilità, i dati riguardanti la distribuzione spazio-temporale delle grandezze considerate, possono, però, essere facilmente inclusi nell'analisi. Il modello valuta l'andamento della portata alla sezione di chiusura simulando il comportamento di altre variabili di stato interne, quali il contenuto d'acqua ed il livello della falda. La determinazione delle condizioni iniziali, spazialmente distribuite, per tali grandezze pone alcune difficoltà nell'applicazione, comuni a tutti i modelli di analoga impostazione.

Il modello necessita, inoltre, di un'operazione preliminare di estrazione del reticolo idrografico dal modello digitalizzato delle quote: sia nell'esame della produzione del deflusso, sia nell'analisi del trasporto di quest'ultimo alla sezione di chiusura, è prevista, infatti, una descrizione differenziata dei meccanismi che si verificano a livello di versante e di canale. La separazione di tali zone può essere eseguita in modo automatico a partire dal modello digitale delle quote.

## **2 Il bilancio idrico nel suolo nel modello RISE**

Il modulo di bilancio nel suolo del modello RISE analizza i processi che portano alla determinazione del deflusso superficiale.

Tra i fenomeni di versante si esaminano solo quelli che appaiono dominanti nella formazione delle piene, quali l'infiltrazione, la circolazione idrica nella zona satura ed in quella non satura. In particolare sono rappresentati:

- il meccanismo di infiltrazione con il classico schema hortoniano attraverso cui si ha la separazione della porzione efficace della precipitazione dal contributo ai moti sub-superficiali;
- la ridistribuzione idrica sub-superficiale che si origina nei versanti o per effetto della formazione di una falda sospesa o per la presenza di uno strato impermeabile;
- le interazioni tra zona satura e non satura con una schematizzazione accoppiata che consente di rappresentare diversi processi di scambio idrico.

L'impostazione teorica adottata permette, quindi, di considerare sia il deflusso superficiale generato con il classico meccanismo hortoniano, sia quello dovuto alla saturazione dello strato superficiale dal basso secondo l'approccio dunniano, considerando anche il contributo del return flow.

Ciascuna cella versante rappresenta uno strato di suolo superficiale di spessore  $Z$ , che orientativamente può variare da una decina di centimetri ad 1-2 metri, diviso in due zone con diverso comportamento:

- uno strato superiore non saturo (strato 1), delimitato inferiormente dal pelo libero della falda sospesa o dal fondo impermeabile, nel quale si ipotizza un flusso essenzialmente verticale;
- uno strato inferiore saturo (strato 2), la cui contrazione o espansione avviene a scapito della zona non satura, ed attraverso il quale si ha il movimento laterale del deflusso sub-superficiale dai versanti ai canali.

Per spessori  $Z$  modesti, il secondo strato ha un ruolo rilevante nella regolazione del bilancio idrico del suolo, potendo attivare un'aliquota significativa di deflusso superficiale dovuto alla saturazione dal basso secondo l'approccio dunniano. Se il livello della falda è, invece, lontano dal piano campagna le interazioni tra i due strati si riducono ad una semplice connessione unidirezionale, con cui si attua la ricarica della zona satura. In tal caso il contributo della cella al deflusso superficiale può essere prevalentemente, se non esclusivamente, di tipo hortoniano.

Il bilancio idrico in ciascuna cella è attuato in due fasi. Prima si esegue un bilancio di flussi verticali nello strato non saturo, attraverso il quale si stima la quantità di precipitazione che si infila nel terreno e la variazione del valore di contenuto d'acqua nel suolo. Successivamente, si simula la propagazione bidimensionale del deflusso nello strato saturo e si determinano le variazioni di livello della falda.

## 2.1 Strato non saturo

Nel primo strato di suolo non saturo (strato 1) è effettuato un bilancio di massa locale dei flussi verticali relativo al volume di controllo.

In queste ipotesi si considera che lo strato non saturo sia sollecitato da un flusso entrante  $\phi$ , pari al tasso di infiltrazione effettiva del terreno, e da un flusso uscente  $R$  di ricarica dello strato saturo per effetto delle forze gravitazionali.

L'equazione di bilancio dei flussi verticali, relativa al volume di controllo risulta:

$$z_1 \frac{d\theta}{dt} = \phi(\theta) - R(\theta) - ET \quad (1)$$

in cui  $z_1$  è lo spessore dello strato 1 e  $\theta$  è il valore medio del contenuto d'acqua, variabile tra quello residuo,  $\theta_r$ , e quello a saturazione,  $\theta_s$ .

Il calcolo della componente del flusso idrico entrante  $\phi$ , in una schematizzazione hortoniana del processo di infiltrazione attraverso la superficie del terreno, corrisponde all'intensità di pioggia,  $p$ , limitata dalla capacità di infiltrazione,  $f$ :

$$\phi = \begin{cases} p & \text{se } p \leq f \\ f & \text{se } p > f \end{cases} \quad (2)$$

La capacità di infiltrazione è rappresentata in maniera empirica: si ritiene, infatti, che questa sia variabile tra due valori limite  $f_{\min}$  ed  $f_{\max}$  in funzione dell'immagazzinamento disponibile nel suolo. Per descrivere tale variazione si è assunta la seguente legge non lineare, funzione del contenuto d'acqua medio:

$$f(\theta) = f_{\min} + (f_{\max} - f_{\min}) \left( 1 - \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^n \quad (3)$$

dove  $n$  è un parametro di taratura. La capacità minima di infiltrazione,  $f_{\min}$ , come spesso avviene anche nelle formulazioni classiche analizzate nei paragrafi precedenti, è posta pari alla componente verticale,  $K_v^{(s)}$ , della conducibilità idraulica a saturazione.

Il flusso di ricarica  $R$  verso lo strato 2 avviene per gravità all'estremo inferiore dello strato 1, trascurando le possibili differenze di potenziale. Il tasso di trasferimento è massimo in condizioni di saturazione e decresce rapidamente secondo la relazione empirica proposta da Brooks e Corey (1964):

$$R(\theta) = K_v^{(s)} \left( \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^c \quad (4)$$

con  $c$  parametro legato alla composizione granulometrica del terreno.

Il flusso evapotraspirativo è considerato come una perdita nell'equazione di continuità. Questa perdita può essere una quantità nota, se sono disponibili osservazioni, e direttamente introdotta come input del modello. Altrimenti, l'evapotraspirazione potenziale può essere stimata internamente per mezzo dell'equazione di Penman-Monteith se sono disponibili i dati richiesti; quando il contenuto idrico locale è al di sotto del 60% del suo valore di saturazione, l'evapotraspirazione potenziale è calcolata riducendo linearmente il valore potenziale.

L'equazione di bilancio (1) è risolta numericamente alle differenze finite con uno schema esplicito, ottenendo una prima valutazione del valore di contenuto d'acqua a  $t + \Delta t$ :

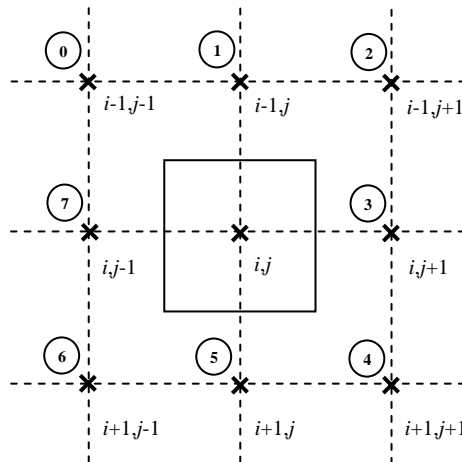
$$\theta_{t+\Delta t}^* = \theta_t + \frac{1}{z_1} [\phi(\theta_t) - R(\theta_t)] \Delta t \quad (5)$$

Prima di eseguire il bilancio al passo temporale successivo, il contenuto d'acqua è aggiornato nel rispetto della conservazione della massa, in relazione alla posizione corrente della falda, come illustrato nel successivo paragrafo (2.3).

## 2.2 Strato saturo

Lo schema computazionale adottato riprende quello sviluppato da Wigmosta et al. (1994) per il modulo di propagazione del deflusso nel saturo del modello distribuito DHSVM, ed applicato da Wigmosta e Lettemaier (1999) in un confronto tra modelli di propagazione del deflusso sub-superficiale.

Si tratta di uno schema esplicito alle differenze finite nel quale è considerata una griglia ortogonale, centrata nei punti di quota nota, che coincide con la mesh di discretizzazione del DEM (Fig. 1).



**Figura 1** Cella di calcolo considerata nello schema, riquadro a tratto continuo intorno al nodo  $(i,j)$ . Le direzioni del deflusso verso le celle circostanti sono indicate da un indice  $k$  che varia da 0 a 7 in senso orario. Adattata da Wigmosta et al. (1994).

Ogni cella può scambiare flussi idrici con le otto celle ad essa adiacenti. Alle direzioni di deflusso è assegnato un indice  $k$ , con la convenzione di numerare le celle da 0 a 7 in senso orario iniziando da quella in alto a sinistra. Per esempio  $k = 2$  corrisponde alla direzione dal punto  $(i,j)$  verso il punto  $(i-1,j+1)$ .

Nello schema proposto per la rappresentazione del movimento dell'acqua nella zona saturata si considera uno schema di moto bidimensionale basato sull'equazione fondamentale dell'idrodinamica sotterranea nell'approssimazione di Dupuit-Forchheimer.

In ciascuna cella  $(i,j)$  il carico idraulico è aggiornato ad ogni intervallo temporale  $\Delta t$  attraverso la seguente espressione:

$$h_{i,j}^{t+\Delta t} = h_{i,j}^t + \frac{1}{\Delta\theta_{i,j}^t} \left[ \frac{Q_{net_{i,j}}}{A} + R_{i,j}^{\Delta t/2} \right] \Delta t \quad (6)$$

dove  $R_{i,j}^{\Delta t/2}$  è il valore medio del flusso di ricarica tra l'istante  $t$  e  $t+\Delta t$ ;  $A$  è l'area della cella (proiezione orizzontale);  $Q_{net_{i,j}}$  è il deflusso netto uscente o entrante per la cella  $(i,j)$ ;  $\Delta\theta_{i,j}^t$  vale localmente  $(\theta_s - \theta)$ , con  $\theta$  contenuto d'acqua dello strato superiore non saturo, nel caso di innalzamento del livello della falda, e  $(\theta_s - \theta_{fc})$ , con  $\theta_{fc}$  la capacità di campo, nel caso di abbassamento.

Il flusso netto nella (6) è determinato dalla somma algebrica dei singoli contributi,  $Q_{i,j,k}$ , come segue:

$$Q_{net_{i,j}} = \sum_{k=0}^7 Q_{i,j,k}$$

La portata sub-superficiale,  $Q_{i,j,k}$ , che nel generico istante defluisce dalla cella  $(i,j)$  verso la cella a valle in direzione  $k$  (o viceversa), è stimata tramite la legge di Darcy:

$$Q_{i,j,k} = -T_{i,j,k} b_{i,j,k} J_{i,j,k} \quad (7)$$

in cui (con riferimento alla direzione definita nel pedice  $k$ )  $T_{i,j,k}$  è il valore medio della trasmissività,  $b_{i,j,k}$  è la larghezza attraverso cui transita il flusso, e  $J_{i,j,k}$  è il gradiente idraulico. Il verso del flusso (entrante o uscente) è naturalmente determinato dal segno di  $J_{i,j,k}$ .

La trasmissività media delle celle tra cui avviene lo scambio idrico è valutata ad ogni istante temporale, in quanto dipendente dallo spessore della falda,  $z_2 = Z - z_1$ . A differenza del modello di Wigmosta e Lettenmaier (1994), in cui la dipendenza è di tipo esponenziale, si è assunta, una più semplice relazione lineare con la profondità, che non comporta l'introduzione di ulteriori parametri (Ambroise et al., 1996). Si ipotizza, quindi, che la conduttività si mantenga costante nello strato saturo:

$$T_{i,j} = K_h^{(s)} z_{2_{i,j}} \quad (8)$$

in cui  $K_h^{(s)}$  è la componente orizzontale della conduttività idraulica a saturazione.

Per la stima della larghezza  $b_{i,j,k}$  attraverso cui si trasferisce il flusso, è stato considerato quanto proposto da Quinn et al. (1991), nell'algoritmo multi-flow per la determinazione delle direzioni del deflusso. I valori considerati corrispondono a:

$$b_{i,j,k} = \frac{1}{2} \Delta x \quad \text{se } k = 1,3,5,7$$

$$b_{i,j,k} = \frac{1}{2\sqrt{2}} \Delta x \quad \text{se } k = 0,2,4,6 \quad (9)$$

in cui  $\Delta x$  coincide con la risoluzione spaziale del modello digitale delle quote. Il gradiente idraulico locale della falda,  $J_{i,j,k}$ , tra la cella  $(i,j)$  e quella in direzione  $k$  è stimato come:

$$J_{i,j,k} = \frac{h_{i,j} - h_k}{\Delta l_k} \quad (10)$$

$$\text{con} \begin{cases} \Delta l_k = \Delta x & \text{se } k = 1,3,5,7 \\ \Delta l_k = \sqrt{2}\Delta x & \text{se } k = 0,2,4,6 \end{cases}$$

L'approccio adottato nel modello RISE permette di rappresentare in maniera appropriata la posizione della falda nelle fasi di transizione; gli scambi tra celle, infatti, sono regolati dinamicamente in base alle condizioni locali del gradiente idraulico. La scelta qui adottata appare, inoltre, particolarmente indicata per i bacini in cui la circolazione sub-superficiale si attiva solo in occasione degli eventi più intensi, raggiungendo raramente una condizione di stazionarietà.

Il deflusso sub-superficiale è propagato, con lo schema descritto, fino alle celle canale. Per le celle che sversano direttamente nella rete idrografica, il calcolo del flusso uscente è stimato considerando come gradiente idraulico il valore medio che corrisponde ai flussi entranti nella cella versante o, in alternativa, la pendenza topografica.

E' possibile, inoltre, che l'integrazione numerica fornisca livelli di falda che intercettano e superano la superficie topografica; in tal caso si determina un corrispondente quantitativo di deflusso superficiale (return flow).

### 2.3 Interazioni tra strato non saturo e strato saturo

Il modello considera una semplice schematizzazione concettuale delle interazioni tra zona satura e non satura, attraverso la quale si tiene conto degli scambi di massa idrica che avvengono tra i due strati considerando il livello di falda variabile.

A seguito della propagazione nello strato saturo, un'eventuale variazione dello spessore della falda provoca, infatti, una modifica nella geometria dello strato 1 di cui si tiene conto nel bilancio all'istante successivo.

Lo schema accoppiato della zona satura e non satura è illustrato graficamente nella figura 2, nella quale si fa riferimento al generico intervallo temporale tra  $t$  e  $t + \Delta t$ .

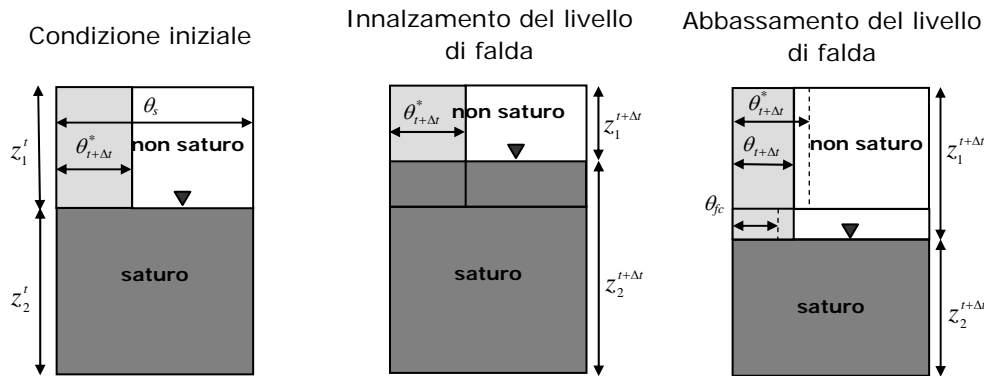
Il bilancio nello strato 1 fornisce, tramite l'equazione (5), una stima del contenuto d'acqua  $\theta_{t+\Delta t}^*$ : tale condizione corrisponde alla situazione prima della propagazione nel saturo ed è rappresentata nel primo degli schemi riportati nella figura 2.

Nel caso in cui si osserva un innalzamento del livello della falda, il contenuto d'acqua nel nuovo e ridotto spessore dello strato non saturo,  $z_1^{t+\Delta t}$ , è ipotizzato invariato rispetto al valore stimato con il bilancio (si ipotizza in tal caso che l'acqua della falda vada ad occupare gli spazi ancora liberi nella matrice porosa).

Se, invece, si rileva un abbassamento del livello della falda, pari a  $\Delta z$ , il valore del contenuto d'acqua nello strato 1 si ottiene attraverso un semplice bilancio:

$$\theta_{t+\Delta t} = \frac{\theta_{fc} \Delta z + \theta_{t+\Delta t}^* z_1^t}{z_1^{t+\Delta t}}$$

e costituisce quello iniziale per il bilancio nello strato non saturo all'istante successivo.



**Figura 2** Schematizzazione delle interazioni tra zona saturo e non saturo, in corrispondenza di un innalzamento o abbassamento del livello di falda.

## 2.4 Contributi elementari al deflusso

I contributi che ciascuna cella fornisce al deflusso sui versanti e nei canali possono essere di natura diversa e verificarsi anche contemporaneamente. In particolare, nel modulo di trasferimento di seguito descritto, si considerano le seguenti portate specifiche (per unità di area):

- il contributo hortoniano dovuto all'eventuale pioggia in eccesso rispetto alla capacità di infiltrazione del terreno,  $q_H = p - f$  ;
- il deflusso superficiale per eccesso di saturazione,  $q_D$ , prodotto dalla pioggia che incide su una porzione di terreno già saturo, comprendendo in questa aliquota anche l'afflusso meteorico diretto sulle celle canale;
- il contributo del return flow,  $q_r$ , attribuito alla portata sub-superficiale che risulta superiore al valore massimo trasferibile attraverso la cella;
- il contributo sub-superficiale,  $q_s$ , sversato dalle celle versante nei canali.

## 3 Il trasferimento del deflusso nel modello RISE

In molti modelli afflussi-deflussi i fenomeni di trasporto nei canali e nei versanti sono espressi sulla base del concetto di trasporto per "tempi di residenza" introdotto nel GIUH (Geomorphologic Instantaneous Unit Hydrograph) di Rodriguez-Iturbe e Valdés (1979) e successivamente generalizzato da Gupta et al. (1980). Il metodo deriva da una concettualizzazione del fenomeno ed è comparabile ad una funzione di trasferimento, ma consente di ricavare la forma dell'idrogramma unitario in funzione delle caratteristiche geomorfologiche del bacino e delle caratteristiche idrodinamiche della corrente. Nella teoria proposta è stata evidenziata l'equivalenza esistente tra la risposta,  $h(t)$ , del bacino ad immissioni istantanee, unitarie e uniformi e la



distribuzione di probabilità dei tempi di residenza nei vari percorsi di drenaggio interni al sistema:

$$h(t) = \sum_{s \in S} f_{T_s}(t) P(s)$$

in cui  $f_{T_s}(t)$  è la funzione di densità di probabilità del tempo  $T_s$  di percorrenza del cammino  $s$ ;  $P(s)$  è la probabilità che una goccia d'acqua intraprenda il percorso  $s$ ;  $S$  è il set dei possibili percorsi. L'idrogramma unitario istantaneo geomorfologico dipende, quindi, sia dalla distribuzione di probabilità dei percorsi di drenaggio interni al bacino, sia dalla densità di probabilità dei tempi di percorrenza del generico di questi. Nello specifico la formulazione originaria considera la rete idrografica del bacino organizzata secondo l'ordinamento di Strahler: i canali corrispondenti allo stesso ordine sono ipotizzati omogenei dal punto di vista del tempo di percorrenza e, in base alle leggi di Horton, hanno mediamente stessa lunghezza, stessa pendenza, stessa area di drenaggio. Rodriguez-Iturbe e Valdés, inoltre, considerano trascurabili i tempi di percorrenza lungo i versanti.

Nel modello RISE, i fenomeni di trasporto nei canali e sui versanti dei diversi contributi di ciascuna cella al deflusso superficiale, sono trasferiti alla sezione di chiusura in accordo con la teoria del GIUH sulla base della formulazione proposta da Rinaldo et al. (1995).

La risposta idrologica del bacino, come detto, dipende sia dalla distribuzione di probabilità dei percorsi di drenaggio interni al bacino, sia dalla densità di probabilità dei tempi di percorrenza.

L'approccio adottato stima le "path probabilities" attraverso una funzione di ampiezza geomorfologica mentre la funzione densità di probabilità dei tempi di percorrenza considerata è rappresentata dalla legge gaussiana riportata nell'eq.11.

Entrambi i termini sono, però, determinati rispetto ad una distanza fittizia,  $x'$ , con la quale si tiene conto delle differenti scale di velocità che caratterizzano la propagazione nelle zone interne ed esterne alla rete idraulica.

Nello specifico si introduce un coefficiente  $r = u_c/u_h$  (in genere  $\gg 1$ ), con il quale si amplificano le distanze misurate lungo tratti esterni alla rete come segue:

$$x' = x_c + r x_h$$

La distribuzione dei tempi di residenza,  $f(t, x')$  è, quindi, determinata tramite la seguente relazione:

$$f(t, x') = \frac{x'}{\sqrt{4\pi D_L t^3}} \exp\left[-\frac{(u_c t - x')^2}{4 D_L t}\right] \quad (11)$$

in cui con  $D_L$  è indicato genericamente un termine di dispersione idrodinamica longitudinale.

Nella formulazione considerata è trascurata la dispersione idrodinamica sui versanti, adottando un generico ed unico coefficiente di dispersione longitudinale, nell'ipotesi che gli effetti dovuti alla dispersione geomorfologica siano prevalenti.

La (11) è stata introdotta come risposta impulsiva dell'equazione convettiva-diffusiva derivata dall'approssimazione parabolica delle equazioni di de St. Venant, per parametri costanti ed opportune condizioni al contorno.

La figura (3) mostra l'andamento della legge di distribuzione (11), opportunamente adimensionalizzata, per diversi valori del numero di Peclet. Quest'ultimo è un coefficiente rappresentativo del rapporto tra contributi convettivi e diffusivi e, definito rispetto alle grandezze introdotte, vale:

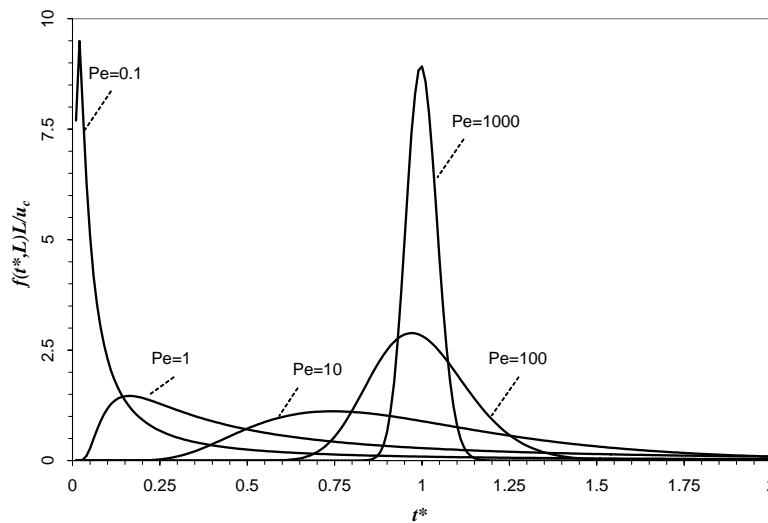
$$Pe = \frac{u_c x'}{D_L}$$

Introducendo tale grandezza nella (11) e considerando un tempo adimensionalizzato

$t^* = \frac{tu_c}{L}$ , per una fissata distanza  $x'=L$ , si ottiene:

$$f(t^*, L) = \frac{u_c \sqrt{Pe}}{L \sqrt{4\pi t^*}} \exp\left[-\frac{Pe(1-t^*)^2}{4t^*}\right]$$

che, nella forma riportata nella figura 3, risulta dipendere solo dal numero di Peclet.



**Figura 3** Funzione di densità di probabilità dei tempi di percorrenza per una fissata distanza  $L$  e differenti valori del numero di Peclet.

L'andamento osservato nella figura evidenzia la capacità di rappresentare gli effetti sia della convezione, sia della dispersione dovuta ad immagazzinamento e perdite per attrito. La legge di distribuzione adottata, inoltre, considera il caso del serbatoio lineare ( $Pe \rightarrow 0$ ) e del canale lineare ( $Pe \rightarrow \infty$ ) come casi particolari.

Con le ipotesi descritte la risposta complessiva del sistema risulta, quindi:

$$Q(t) = A \int_0^t \int_0^L q_e(t-\tau, x') f(\tau, x') W'(x') dx' d\tau \quad (12)$$

in cui:

- $A$  è l'area del bacino;
- $L$  rappresenta la lunghezza massima dei percorsi di drenaggio;
- $\overline{q_e}(t - \tau, x')$  è la media dei diversi contributi al deflusso superficiale, al tempo  $(t - \tau)$ , nelle celle a distanza  $x'$  dalla sezione di chiusura;
- $f(\tau, x')$  è la densità di probabilità dei tempi di residenza nel percorso di lunghezza  $x'$ ;
- $W'(x')$  è la funzione di ampiezza derivata per la distanza riscalata  $x'$ .

## APPENDICE

### Dallo schema di Horton a quello dell'area contribuente variabile

Le principali ipotesi sulle modalità di formazione del deflusso superficiale sono efficacemente rappresentate nelle illustrazioni della figura A.1, adattata dal testo di Beven (2000). La scala spaziale di analisi è, in questo caso, il versante, considerato come l'unità morfologica su cui si attua la separazione dei deflussi e che convoglia le acque verso il canale che la sottende.

Il meccanismo individuato da Horton (1933) (Fig. A.1a), ipotizza, che il deflusso superficiale occorra quando l'intensità di precipitazione supera la capacità di infiltrazione del terreno. Betson (1964), introducendo il concetto di area contribuente parziale per l'eccesso di infiltrazione (Fig. A.1b), rileva come anche in corrispondenza di una piena tale fenomeno possa interessare solo una piccola porzione di bacino.

La teoria dell'infiltrazione di Horton è praticamente rimasta l'unica interpretazione del processo di formazione del deflusso di piena fino agli anni '60.

L'esperienza di Hewlett quale direttore dell'USFS (U.S. Forest Service) e degli esperimenti condotti sul bacino Coweeta nelle montagne del North Carolina (Hewlett e Hibbert, 1967), unitamente al contributo di Whipkey (1965), hanno svolto un ruolo cruciale per l'idrologia di versante. Gli studi condotti mostrano in maniera evidente che, in bacini umidi e con folta copertura vegetale, deflussi ordinari e di piena possono essere mantenuti per larga parte dal contributo sub-superficiale (Fig. A.1d).

Gli stessi concetti erano in realtà già stati acquisiti in modo autonomo in Francia, ed esposti in un lavoro di Cappus (1960), dimenticato fino agli anni 80.

Dunne e Black (1970) ed ancora Dunne et al. (1975) completano la descrizione dei processi che determinano la generazione del deflusso, introducendo il meccanismo di *saturazione dal basso* o per *eccesso di saturazione*, ormai comunemente indicato anche come *dunniano*.

Secondo lo schema proposto, in condizioni in cui l'intensità di pioggia è inferiore alla permeabilità del terreno, è ragionevole assumere che tutto il volume di pioggia si infiltri nel terreno e che il deflusso superficiale abbia luogo solo quando non si ha più possibilità di immagazzinamento. La precipitazione, in tal caso, incide su una porzione di terreno già saturo per effetto dell'affioramento della falda idrica, il cui livello è progressivamente aumentato grazie al contributo combinato del flusso sub-superficiale e della precipitazione meteorica (Fig. A.1c).

A differenza del meccanismo hortoniano in cui il processo è legato a fenomeni e condizioni locali, è evidente in questo schema il ruolo fondamentale svolto dagli scambi idrici laterali che avvengono nel suolo: l'acqua che si infiltra viene convogliata, attraverso il deflusso sub-superficiale, fino al piede del versante provocando la graduale saturazione del terreno da valle verso monte.

In ogni caso, il deflusso superficiale per eccesso di saturazione non è necessariamente un fenomeno ristretto alle aree più prossime ai canali. La saturazione dal basso può avvenire anche:

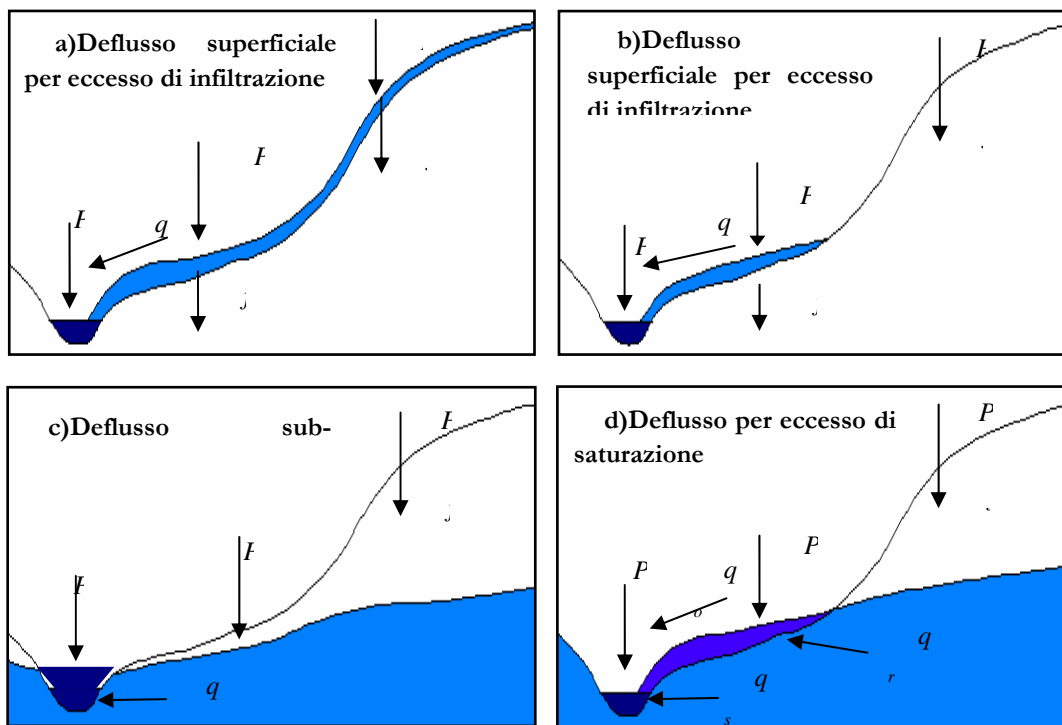
- 1) in aree di convergenza topografica;
- 2) in aree in cui si ha una diminuzione della capacità di trasferimento laterale del deflusso sub-superficiale a causa di una minore conducibilità idraulica;
- 3) in aree dove si riduce lo spessore del suolo;

4) per la formazione di una falda sospesa prossima alla superficie topografica.

In queste condizioni è possibile anche che si verifichi un deflusso superficiale di ritorno, usualmente indicato come *return flow* ( $q_r$  in Fig. 2.2d). Tale contributo non è limitato alla sola durata dell'evento meteorico, ma può concorrere allo scorrimento nei canali anche dopo che la precipitazione è cessata.

La definizione dei processi coinvolti nel meccanismo per saturazione dal basso è alla base del concetto di *area contribuyente variable*, esplicitamente contenuto in molti dei modelli di trasformazione afflussi-deflussi oggi più diffusi. Il deflusso non si origina contemporaneamente in tutto il bacino, ma in una zona che si espande e si contrae, stagionalmente e nel corso dell'evento, in funzione dell'intensità di precipitazione, delle condizioni del contenuto d'acqua antecedenti, della posizione della falda e delle caratteristiche del suolo.

La teoria dell'area contribuyente variable ha dato un grosso contributo all'idrologia, tendendo a diventare un paradigma dominante per la generazione del deflusso da contrapporre al classico approccio per eccesso di infiltrazione di Horton. E' evidente che le due teorie non si escludono, ma sono complementari. Esse, tuttavia, da sole appaiono insufficienti a spiegare l'eterogeneità delle tipologie di risposta idrologica.



**Figura A.1** Meccanismi di generazione del deflusso. Adattata da Beven (2000).  $P$  = precipitazione;  $q_o$  = deflusso superficiale;  $q_s$  = deflusso sub-superficiale;  $q_r$  = return flow;  $f$  = infiltrazione.

## **Fattori dominanti nella formazione della risposta idrologica**

I meccanismi di generazione descritti possono presentarsi contemporaneamente in aree differenti di uno stesso bacino o innescarsi in tempi diversi in una stessa area in funzione dell'intensità dell'evento e delle condizioni di umidità. Identificare le aree del bacino caratterizzate da diverse tipologie di risposta idrologica è uno degli obiettivi che si prefigge la ricerca. Diversi tentativi di schematizzare il verificarsi dei differenti processi sono stati fatti rispetto ad alcune caratteristiche dominanti quali clima, vegetazione, suolo e topografia (Dunne e Leopold, 1978; Scherrer e Naef, 2003).

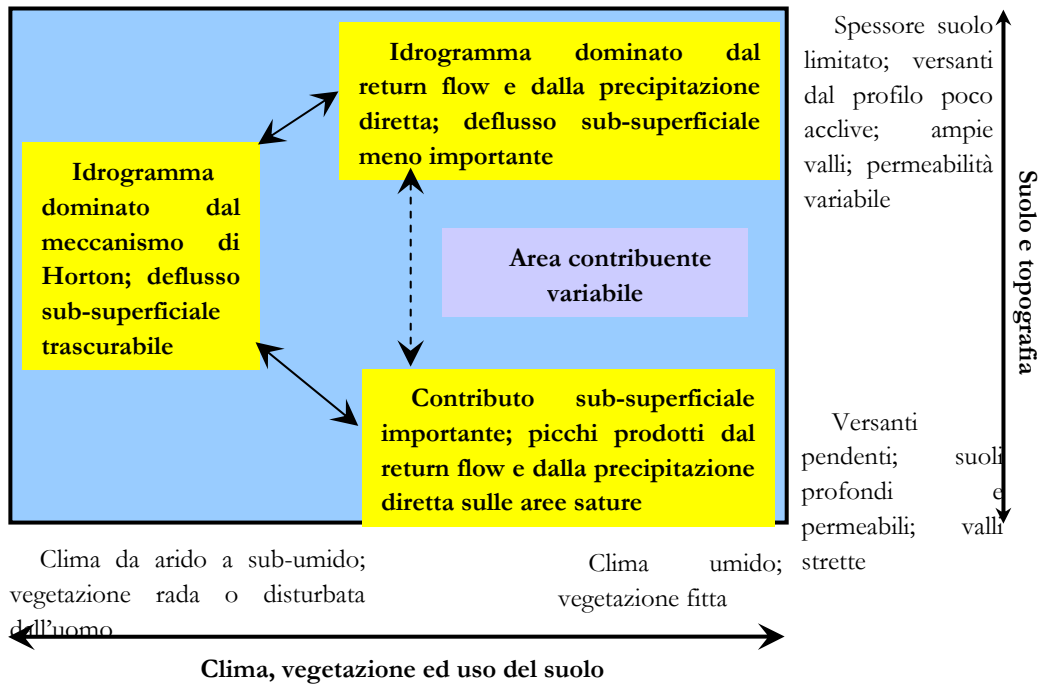
Nella figura A.2 è riportato lo schema proposto da Dunne e Leopold (1978). Il meccanismo per eccesso d'infiltrazione avviene ovunque la sollecitazione supera la capacità d'infiltrazione del terreno. Il fenomeno è, in teoria, più evidente in quei bacini, caratterizzati da climi aridi e semiaridi, o in suoli soggetti all'azione compattante di precipitazioni di elevate intensità; o ancora in corrispondenza di superfici particolarmente impermeabili quali suoli ghiacciati, aree urbane, aree percorse dal fuoco, etc..

In regioni umide e con una densa copertura vegetale il modello dell'area contribuente variabile appare più adatto: la capacità di infiltrazione è più elevata poiché la vegetazione impedisce la formazione di una crosta compatta e, contemporaneamente, arricchisce il suolo di materiale organico, con alti valori di conducibilità idraulica.

La presenza di macroporosità, dovute agli apparati radicali delle piante, a fratture nel terreno, o ancora alle tane della fauna del luogo, può influenzare sia il processo dell'infiltrazione sia quello del rapido deflusso sub-superficiale. Nel primo caso, superando eventuali impedimenti superficiali, è agevolato il rapido passaggio verso gli strati più profondi, in cui l'interazione con la matrice solida circostante determina la quantità di acqua che può essere accumulata. Un fitto sistema connesso di macropori può costituire, poi, un percorso preferenziale per l'acqua presente nel terreno, che si muove rapidamente anche se il suolo circostante non è saturo. La presenza di macropori complica non poco la modellazione matematica dei fenomeni, in quanto a rigore il moto che in essi avviene può presentare numeri di Reynolds superiori ai limiti di applicabilità della legge di Darcy.

Dove l'infiltrabilità non è un fattore limitante, le condizioni topografiche e pedologiche determinano il rapporto tra il contributo del deflusso per eccesso di saturazione e di quello sub-superficiale. Ad esempio nei bacini caratterizzati da suoli dallo spessore modesto e sufficientemente permeabili ed in zone di convergenza topografica, il contributo principale al deflusso è riconducibile in larga misura alla precipitazione che incide direttamente su aree sature ed al return flow.

Per bacini caratterizzati, invece, da suoli molto permeabili con spessori attivi rilevanti, e da pendenze dei versanti considerevoli, la risposta idrologica è dominata dalla componente sub-superficiale.



**Figura A.2** Processi dominanti nella risposta idrologica. Adattata da Dunne e Leopold (1978).

Altri autori nella definizione dell'organizzazione spaziale delle condizioni di umidità del suolo, determinanti nella ricostruzione delle dinamiche spazio-temporali dell'effettiva area contribuyente, distinguono tra l'influenza di fattori locali e non locali.

In particolare sono state osservate due diverse condizioni: nel periodo secco il contenuto d'acqua non sembra mostrare una particolare organizzazione spaziale, il flusso dell'acqua nel suolo è prevalentemente verticale e governato da fattori locali, quali la vegetazione, le proprietà del suolo, i micro-rilievi, etc.; in condizioni umide, al contrario, il contenuto d'acqua risulta marcatamente organizzato, in termini di continuità, connettività e convergenza, per effetto del deflusso sub-superficiale laterale, sul quale la topografia, considerata come fattore non locale, esercita un controllo predominante.

### **Il processo di infiltrazione negli schemi di generazione del deflusso di Horton e Dunne**

E' possibile a questo punto, rivedere i meccanismi di generazione del deflusso superficiale in maniera più dettagliata, considerando l'andamento qualitativo delle variazioni del profilo del contenuto d'acqua. Le principali differenze tra l'approccio hortoniano e dunniano sono esemplificate tramite lo schema riportato in Bras (1990).

L'esempio teorico considera una precipitazione di intensità costante,  $p$ , che incide su di un terreno caratterizzato nell'istante iniziale da una condizione "idrostatica" al di sopra della falda, per la quale non si hanno movimenti di acqua ( $dh/dz=0$ ). Nelle

illustrazioni *a* e *c* della figura A.3 è rappresentato il comportamento tipico del meccanismo hortoniano, per  $p > K'$  con  $K'$  conducibilità idraulica a saturazione.

La precipitazione nelle condizioni ipotizzate si infiltra completamente nel terreno ed il profilo del contenuto d'acqua,  $\theta(z)$ , inizialmente in posizione  $t^{(0)}$ , mostra un incremento di saturazione più evidente nella parte superficiale della colonna di suolo, dovuto alla velocità maggiore con cui la precipitazione entra, rispetto a quella con cui avviene il trasferimento verso gli strati più profondi.

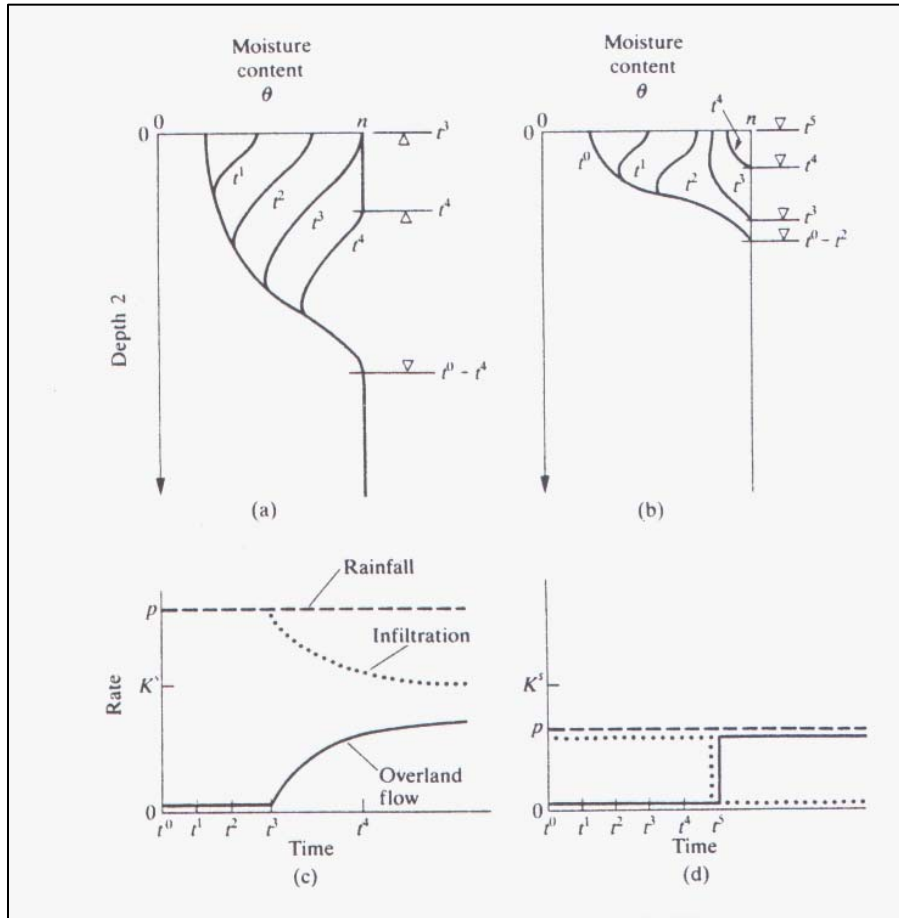
Ad un incremento nel contenuto d'acqua corrisponde un aumento nella conducibilità idraulica ed una diminuzione nel valore assoluto del carico capillare, così da originare un flusso verso il basso per la formazione di un gradiente idraulico.

All'istante  $t^3$ , indicato come "ponding time", la superficie del terreno raggiunge la saturazione: questo processo si propaga successivamente sempre più in profondità, con la formazione di un fronte di umidificazione al di sopra del quale  $\theta(z) = n$ .

Dall'istante  $t^{(3)}$  la capacità di infiltrazione del terreno inizia a diminuire fino a raggiungere il valore della permeabilità: l'azione delle forze capillari con l'avanzare del fronte, infatti, si riduce, e rimangono solo gli effetti dei termini gravitativi. Nel tempo la capacità di infiltrazione diviene, quindi, minore dell'intensità di pioggia, e ha inizio la formazione del deflusso superficiale.

Il secondo meccanismo di generazione del deflusso descritto segue la dinamica per *eccesso di saturazione*. L'intensità di pioggia è assunta sempre costante, ma inferiore alla permeabilità del terreno. Come per il caso precedente, negli istanti iniziali dell'evento la totalità del volume di pioggia si infiltra, ed i meccanismi di flusso all'interno del mezzo sono sostanzialmente quelli già descritti. In questo caso, però, poiché la precipitazione è inferiore alla permeabilità del terreno, il deflusso superficiale ha origine quando si esaurisce la capacità di immagazzinamento del suolo, condizione più facilmente raggiunta se la falda è già prossima alla superficie e ci sono importanti contributi di flussi laterali. Secondo quanto illustrato nei diagrammi *b* e *d* della figura A.3, la saturazione della superficie avviene all'istante  $t^{(5)}$  *saturazione dal basso* e, negli istanti successivi, tutta la precipitazione contribuisce allo scorrimento sulla superficie del versante.





**Figura A.3** Profilo del contenuto d'acqua del terreno per (a) il meccanismo di Horton e (b) il meccanismo di Dunne. Generazione del deflusso superficiale per (c) meccanismo di Horton e (d) meccanismo di Dunne.

## RIFERIMENTI BIBLIOGRAFICI

- Betson, R.P., "What is watershed runoff?", *Journal of Geophysical Research*, 69, 1541-1552, 1964
- Beven, K.J., *Rainfall-Runoff Modelling: The Primer*, Wiley and Sons, 2000
- Biondi, D. (2005), Sviluppo, taratura e validazione dei modelli di trasformazione afflussi-deflussi, Ph. D. Dissertation, Università della Calabria, Rende (CS).
- Bras, R.L., *Hydrology, an Introduction to Hydrologic Science*, Addison-Wesley, Reading, MA, 1990.
- Brooks, R.H., e Corey, A.T. (1964). "Hydraulic properties of porous media", *Hydrology paper 3*, Colorado State University.
- Cox, D.R., Miller, H.D. (1965) *The Theory of Stochastic Processes*, Methuen, London.
- Dunne T., e Black, R.D., "An experimental investigation of runoff production in permeable soils", *Water Resour. Res.*, 6, 478:490, 1970.
- Dunne, T., Moore, T.R., e Taylor, C.H., "Recognition and prediction of runoff-producing zones in humid regions", *Hydrological Sciences Bulletin* 20(3):305-327, 1975.
- Dunne, T. e Leopold, L.B., *Water in Environmental Planning*, W H Freeman and Co, San Francisco, 818, 1978.
- Gupta, V.K., Waymire E., e Wang C.T., "A representation of an Instantaneous Unit Hydrograph from Geomorphology", *Water Resources Research*, vol.16, pp. 855-862, 1980
- Hewlett J.D., e Hibbert, A.R., "Factor affecting the response of small watersheds to precipitation in humid areas", In Sopper and Lull, editors, *Forest Hydrology*, pages 275:291.Pergamon,N.Y., 1967.
- Horton, R.E., "The role of infiltration in the hydrologic cycle", *Trans. Am. Geophys. Union*, 14, 446-460, 1933.
- Quinn P.F., Beven K.J., Chevallier P., Planchon O. (1991) "The prediction of hillslope flow paths for distributed hydrological modelling using digital terrain models", *Hydrological Processes*, 5, 59-79.
- Rinaldo, A., Marani, A., Rigon, R., (1991). "Geomorphological Dispersion", *Water Resources Research*, 27, 513-525.
- Rinaldo, A., Vogel, G.K., Rigon, R., Rodriguez-Iturbe, I. (1995) "Can one gauge the shape of a basin?", *Water Resour. Res.*, 31(4), 1119-1127.
- Rodriguez-Iturbe, I., e Valdés, J.B., "The Geomorphologic Structure of Hydrologic Response", *Water Resources Research*, 15, 1409-1420, 1979.
- Versace, P., Biondi, D., Sirangelo, B. (2004) "La generazione dei deflussi nella simulazione delle piene fluviali", Atti del 29° Convegno di Idraulica e Costruzioni Idrauliche, Trento.
- Whipkey, R.Z., "Subsurface storm flow from forested slope", *Bull. Int. Assoc. Sci. Hydrol.*, 74-85, 1965.
- Wigmosta, M.S., Vail, L.W., Lettenmaier D.P. (1994) "A Distributed Hydrology-Vegetation Model for Complex Terrain", *Water Resources Research*, 30 (6), 1665-1679.

Wigmosta, M.S., Lettenmaier, D.P., (1999) "A comparison of simplified methods for routing topographically driven subsurface flow", *Water Resour. Res.*, 35, 255-264.