



Università degli studi ROMA TRE

Dottorato di ricerca in Scienze dell'Ingegneria Civile
XX Ciclo

Tesi di Dottorato

**Analisi numerica dei processi idrologici
a scala di versante**

Dottorando: Ing. Massimiliano Romanelli

Docente guida: Prof. Aldo Fiori

Coordinatore del dottorato: Prof. Leopoldo Franco

Roma, Febbraio 2008

Collana delle tesi di Dottorato di Ricerca
In Scienze dell'Ingegneria Civile
Università degli Studi Roma Tre
Tesi n° 18

Sommario

In questa tesi sono esaminati alcuni particolari fenomeni che riguardano il processo di afflussi deflussi e la diffusione di soluti a scala di versante. Una prima fase della ricerca ha riguardato l'analisi del campo di umidità dei suoli insaturi mediante radar. Indagini sperimentali di laboratorio hanno consentito di validare e calibrare un modello fisicamente basato (E.M.A. Effective Medium Approximation) e confrontarlo con altri modelli presenti in letteratura. Il modello matematico determina un legame funzionale tra la costante dielettrica del suolo e il contenuto d'acqua. Quest'ultimo può quindi essere determinato a partire da misurazioni della costante dielettrica, effettuate mediante radar.

La seconda fase dello studio riguarda i processi di infiltrazione e il trasporto diffuso di soluti in mezzi porosi non saturi nei versanti a forte pendenza. Lo scopo principale era quello di determinare i meccanismi principali di generazione del deflusso e il contributo ad esso dell'acqua antecedente l'evento di pioggia. Il caso di studio impiegato è quello del sito Coos Bay nell'Oregon (USA). I risultati, ottenuti mediante modellazione numerica, hanno consentito di fare luce su alcuni aspetti importanti dei meccanismi di generazione di deflusso nei versanti ad elevata pendenza.

Nell'ultima fase lo studio è stato indirizzato all'analisi della distribuzione dei tempi medi di residenza di soluti all'interno di un versante omogeneo. Anche questo studio è stato effettuato mediante la soluzione numerica delle equazioni che governano il moto dell'acqua e il relativo trasporto di inquinanti, ipotizzati come miscibili e conservativi. Tra gli scopi dello studio vi sono l'approfondimento sui meccanismi fisici responsabili della distribuzione dei tempi di residenza dei soluti e ricercare una formulazione semplice che fornisca, anche in via approssimata, la distribuzione di tali tempi in funzione di un numero ridotto di parametri.

Abstract

In this thesis takes into consideration some special phenomena that affect the process of inflows-outflows and diffusion of solutes on slope scale. The first aspect of the research has focused on the analysis of the scope of unsaturated soil moisture by radar. Experimental Investigations allowed calibrate a physically based model named E.M.A. (Effective Medium Approximation, 2003) and compare it with other models in the literature. The mathematical model determines a functional link between the dielectric constant of the soil and water content. Then the latter can be determined from measurements of dielectric constant, through radar. Moreover, the study involved the processes of infiltration and diffusive transport of solutes in unsaturated porous media in a very steep slopes. The main purpose was to determine the main mechanisms for generating flow and the contribution of water to it before the rain event. The case study used is the site Coos Bay Oregon (USA). The results, obtained by numerical modeling, have served to shed light on some important aspects of the mechanisms generating outflow sides in the high slope. Finally, in the last study session, the attention was turned to the analysis of the distribution of mean residence times of solutes in a uniform slope. That study was performed by the numerical solution of the equations that govern the motion of water and the transport of pollutants, as hypothesized mixable and conservative. Among the objectives of the study are advancing on the mechanisms responsible for the physical distribution of residence times of solutes and seek a formulation that provides easy, even in approximate way, the distribution of these times depending on a small number of parameters.

Indice

ELENCO DELLE FIGURE.....	VII
ELENCO DELLE TABELLE.....	X
ELENCO DEI SIMBOLI	XI
1. INTRODUZIONE	1
2. ANALISI DEL CONTENUTO D'ACQUA NEI SUOLI INSATURI.....	4
2.1. INTRODUZIONE.....	4
2.2. BREVE SINTESI DEL MODELLO E.M.A. (2003).....	6
2.3. APPLICAZIONE DEL MODELLO E.M.A. E CONFRONTO CON IL MODELLO DI TOPP (1980).....	9
2.4. CONCLUSIONI.....	10
3. FENOMENI DI INFILTRAZIONE NEI VERSANTI A FORTE PENDENZA	11
3.1. LA SCALA DI VERSANTE	11
3.2. LA LEGGE DI DARCY – BUCKINGHAM	17
3.3. LE EQUAZIONI DI RICHARDS (1931)	21
3.3.1. IL SET DI EQUAZIONI BIDIMENSIONALI UTILIZZATE	23
3.3.2. IL SET DI EQUAZIONI DEL TRASPORTO	26
3.4. IL LABORATORIO COMPUTAZIONALE.....	28
3.5. IL CODICE DI CALCOLO (VS2D).....	30
3.6. IL CASO IN ESAME: IL SITO DI COOS BAY IN OREGON	31
3.6.1. LE CARATTERISTICHE DEL BACINO CBI	32
3.7. IMPOSTAZIONE DEL MODELLO	33
3.8. CAMPAGNA DI SIMULAZIONI	37
3.8.1. DESCRIZIONE DEI PROCESSI	38
3.8.2. IMPORTANZA DELLA CONDUCIBILITÀ IDRAULICA NELLA GENERAZIONE DEL DEFLUSSO	40
3.8.3. IL TRASPORTO DI SOLUTO E IL CONTRIBUTO DELL'ACQUA PREESISTENTE AL DEFLUSSO	44
3.9. PRIME CONCLUSIONI	47
4. STUDIO DELLA DISTRIBUZIONE DEI TEMPI DI RESIDENZA NEI VERSANTI OMOGENEI.....	49
4.1. PREMESSA	49
4.2. IL TEMPO DI RESIDENZA E LA SUA DISTRIBUZIONE.....	51
4.3. OBIETTIVI E METODI.....	53
4.3.1. OBIETTIVI.....	53
4.3.2. METODI	54
4.3.3. SEMPLIFICAZIONI INIZIALI	54
4.4. LA FORMULAZIONE MATEMATICA DEL PROBLEMA.....	55
4.4.1. ADIMENSIONALIZZAZIONE DEL SET DI EQUAZIONI.....	55

4.5. CAMPAGNA DI SIMULAZIONI	57
4.5.1. CONFIGURAZIONI DI CALCOLO.....	58
4.6. CONDIZIONI INIZIALI E AL CONTORNO	59
4.6.1. ANALISI DI SENSITIVITÀ DI ALCUNI PARAMETRI.....	61
4.6.2. IL PARAMETRO “A” DI VAN GENUCHTEN (1974).....	61
4.6.3. IL PARAMETRO D (FALDA DEL VERSANTE).....	62
4.7. RIEPILOGO DEI PARAMETRI CHE INFLUENZANO LA DISTRIBUZIONE DEI TEMPI DI ARRIVO	64
4.8. RISULTATI: LE DISTRIBUZIONI CUMULATE DEI TEMPI DI RESIDENZA	65
4.9. RISULTATI: I MOMENTI DELLE DISTRIBUZIONI.....	69
4.10. TEST DIMENSIONALI: L’ANDAMENTO IPERBOLICO DEI MOMENTI.....	73
5. CONCLUSIONI E SVILUPPI FUTURI	78
6. BIBLIOGRAFIA	80

Elenco delle figure

2.2	<i>Illustrazione del dominio del flusso: si indica con K_0 la costante dielettrica della matrice di base del mezzo e con K_{ef} la costante dielettrica di un mezzo omogeneo equivalente.</i>	6
2.2	<i>La relazione tra ε_{ef} e saturazione per alcuni valori di costante dielettrica del suolo e porosità</i>	8
2.3	<i>Confronto tra i dati sperimentali e teorici</i>	9
3.1	<i>Processi fisici coinvolti nella generazione del deflusso (da Tarboton, 2003)</i>	11
3.1	<i>Descrizione delle vie di scorrimento in un versante (da Beven, 2000)</i>	14
3.1	<i>Il processo di SSF illustrato da Dunne and Leopold, 1978: a) Fase iniziale dell'evento di pioggia; b) fenomeno di "Ridging", la falda si innalza localmente aumentando il gradiente idraulico e creando il SSF; c) se la pioggia prosegue si possono generare fenomeni di ritorno di flusso in superficie.</i>	16
3.2	<i>Concetto macroscopico e microscopico del flusso in un mezzo poroso</i>	17
3.2	<i>Curva caratteristica (pedofunzione), indica il legame tra il contenuto d'acqua θ e il carico capillare ψ.</i>	19
3.4	<i>Diagramma di flusso: il laboratorio computazionale</i>	29
3.6.1	<i>Evento di pioggia e deflusso nel canale di chiusura osservati da Montgomery e Dietrich (2002)</i>	33
3.7	<i>Caratteristiche geometriche del versante</i>	34
3.7	<i>Condizioni iniziali e al contorno</i>	36

3.8	<i>Rappresentazione schematica del dominio preso in esame in cui compare la saturazione e la velocità nel caso $K_s=10K_{sr}$ e $K_b=K_{br}$</i>	38
3.8.1	<i>Formazione del “sovralzo” piezometrico (ridging) dovuto alla ricarica localizzata in prossimità della base del versante (SSF); (a) $t=8$ giorni, (b) $t=40$ giorni.</i>	39
3.8.2	<i>Portata uscente per il versante omogeneo con i valori di $K_s=K_b=K_{br}$, 10 e volte tale valore (linee continue). Con le linee tratteggiate si indicano le configurazioni in cui il sottosuolo è considerato impermeabile e si fa variare la conducibilità del suolo.</i>	42
3.8.2	<i>Schema illustrativo delle tipologie di versanti considerati: (a) versante omogeneo, (b) formazione rocciosa impermeabile, (c) sistema accoppiato</i>	42
3.8.2	<i>Sono presentati i risultati ottenuti mantenendo fisso K_b e pari al valore K_{br} e facendo variare la conducibilità del suolo K_s di due ordini di grandezza.</i>	43
3.8.2	<i>Sono presentati i risultati mantenendo costante il rapporto tra le conducibilità del suolo e del sottosuolo. Tale rapporto K_s/K_b è pari a 10.</i>	43
3.8.3	<i>Viene illustrata la variazione della portata nel tempo. La portata totale è rappresentata dalla linea scura e l'acqua nuova da quella più sottile. Il caso preso in esame ha i seguenti valori di conducibilità: $K_s = 10K_{sr}$, $K_b = K_{br}$.</i>	47
4.5.1	<i>Configurazione di versante utilizzate</i>	58
4.5.1	<i>Dimensioni del versante adimensionalizzato e campagna di simulazioni</i>	59
4.6	<i>Condizioni iniziali e al contorno per ogni simulazione</i>	60
4.6.2	<i>Nel grafico si riporta la curva di concentrazione in uscita</i>	62

	<i>dal sistema rispetto al tempo per 4 valori di α.</i>	
4.6.3	<i>Variazione del parametro D</i>	63
4.6.3	<i>Nel grafico si riporta la curva di concentrazione in uscita dal sistema rispetto al tempo per 9 valori del parametro D</i>	63
4.8	<i>Distribuzioni cumulate dei tempi di residenza (ascisse in scala logaritmica)</i>	66
4.8	<i>Distribuzioni cumulate dei tempi di residenza con il gruppo adimensionale t'' (ascisse in scala logaritmica)</i>	68
4.9	<i>Tempo medio di residenza in funzione della pendenza del versante</i>	71
4.9	<i>Valori del tempo medio di residenza su i/K_s</i>	72
4.9	<i>Dati sperimentali e legge di interpolazione</i>	73
4.10	<i>Distribuzione della concentrazione per i tre casi dimensionali</i>	74
4.10	<i>Nel grafico adimensionalizzato si inseriscono le distribuzioni calcolate mediante parametri dimensionali (in verde)</i>	75
4.10	<i>Si illustrano tutte le distribuzioni dei tempi di residenza scalate con il parametro t''</i>	76
4.10	<i>Posizionamento dei nuovi dati ottenuti dalle simulazioni dimensionali</i>	77

Elenco delle tabelle

<i>2.1</i>	<i>Alcuni valori di letteratura della costante dielettrica</i>	<i>5</i>
<i>3.7</i>	<i>Caratteristiche geometriche del versante</i>	<i>34</i>
<i>3.7</i>	<i>Caratteristiche dei suoli</i>	<i>35</i>
<i>4.9</i>	<i>Momenti delle distribuzioni, media e varianza</i>	<i>70</i>

Elenco dei simboli

Nell'elenco che segue sono riportati i principali simboli che compaiono nei capitoli della tesi.

ε_r	<i>Costante dielettrica dei mezzi</i>
$\varepsilon_{\text{eff}}, \kappa_{\text{eff}}$	<i>Costante dielettrica efficace dei mezzi</i>
$\varepsilon_{\text{a,s,w}}$	<i>Costante dielettrica dell'aria, del suolo, dell'acqua</i>
ϕ	<i>Porosità nel modello E.M.A.</i>
ψ	<i>Carico capillare</i>
θ	<i>Contenuto d'acqua</i>
θ_r	<i>Contenuto d'acqua residuo</i>
q	<i>Flusso verticale dell'acqua in condizioni non sature</i>
h	<i>Carico idraulico nella legge di Darcy</i>
$K(\theta)$	<i>Conducibilità Idraulica del terreno</i>
K_s	<i>Conducibilità Idraulica del terreno saturo</i>
η, n	<i>Porosità del mezzo</i>
α, β, λ	<i>Coefficienti di Van Genuchten</i>
z	<i>Direzione verticale di integrazione</i>
$D(\theta)$	<i>Diffusività</i>
$C(\theta)$	<i>Capacità capillare specifica</i>
K_{sr}, K_{br}	<i>Conducibilità del suolo e del sottosuolo</i>

$g(t)$	<i>Distribuzione dei tempi di transito</i>
τ_m, \bar{t}	<i>Tempo medio di residenza</i>
i	<i>Intensità di pioggia</i>
$()'$	<i>Grandezza adimensionale</i>
p	<i>Pendenza del versante</i>
D	<i>Spessore della falda</i>
L	<i>Lunghezza del versante (proiezione orizzontale)</i>
c	<i>Concentrazione del soluto</i>
σ^2	<i>Varianza della distribuzione di concentrazione</i>
$P(\tau)$	<i>Distribuzione dei tempi medi di concentrazione</i>

1. Introduzione

Uno degli aspetti più importanti nell'idrologia dei versanti è il ruolo esercitato dal deflusso sotterraneo nella trasformazione afflussi-deflussi. La maggior parte, se non la totalità del deflusso avviene in maniera sotterranea ed è quindi difficile seguirne gli spostamenti e comprenderne i processi fisici interessati. Una delle domande principali che spesso sono poste nell'ambito dell'idrologia dei versanti è come può un deflusso sotterraneo, che spesso è considerato come lento, generare una risposta assai rapida agli eventi di pioggia. Numerosi studi (Torres et al., 1977; Pierson, 1980) hanno mostrato che il flusso sotterraneo può trasmettere sollecitazioni di pressione caratterizzate da una celerità sufficientemente rapida da giustificare la risposta rapida dei versanti alla sollecitazione meteorica. In passato sono stati proposti vari meccanismi per la descrizione della generazione del deflusso e molti di questi approcci sono presentati nel libro di Beven (2002). Alcuni di questi meccanismi includono il fenomeno di deflusso dell'acqua localizzato nella discontinuità suolo/roccia, fenomeno detto Subsurface Stormflow (SSF), il fenomeno delle macro fessurazioni e altri. Un altro importante aspetto riguarda è la mobilitazione dell'acqua pre-evento nel bacino, detta "acqua vecchia". Alcuni esperimenti con traccianti passivi hanno suggerito che il contributo più importante alla generazione del deflusso è dato dall'acqua vecchia (Neal and Rosier, 1990; Sklash, 1990; McDonnell, 2003; Kirchner, 2003), con percentuali spesso intorno al 75% del flusso totale (Buttle, 1994).

Il presente lavoro è volto ad analizzare la generazione del deflusso in bacini a forte pendenza attraverso un modello numerico bidimensionale. Gli obiettivi di tale lavoro possono riassumersi come segue:

(i) acquisire informazioni sul processo di filtrazione su suoli non saturi sia in laboratorio mediante GPR (Ground Penetrating Radar), che attraverso un laboratorio computazionale per quel che riguarda la scala di versante;

(ii) analizzare i meccanismi principali con i quali si determinano le trasformazioni afflussi-deflussi nei versanti a forte pendenza, con un accento particolare ai fenomeni che sono responsabili della risposta rapida del sistema sotterraneo in seguito ad un evento meteorico (geologia, litogeologia, permeabilità etc.);

- (iii) Determinare il ruolo che riveste il sistema suolo/substrato nel flusso sotterraneo;
- (iv) quantificare il contributo dell'acqua vecchia al deflusso;
- (v) Mediante l'adimensionalizzazione delle equazioni di Richards (1931) determinare il tempo medio di residenza dei soluti nel versante.

Il caso preso in esame per la prima parte dello studio è l'esperimento condotto al CB1, bacino che si trova nell' Oregon Coast Range, come riportato da Montgomery e Dietrich (2002). Si sottolinea che l'obiettivo del lavoro non è l'adattamento del modello ai dati sperimentali, ma piuttosto l'utilizzo del modello come laboratorio sperimentale volto alla comprensione dei fenomeni che determinano i processi di generazione del deflusso.

La seconda fase dello studio sulla trasformazione afflussi deflussi a scala di versante scaturisce dalla volontà di investigare il fenomeno del tempo medio di residenza del soluto in un versante e in particolar modo la distribuzione del tempo di residenza, elemento più indicativo ai fini di questo studio. Il tempo che l'acqua impiega nel percorso sotterraneo di un bacino è un descrittore di fondamentale importanza che dà informazioni molto interessanti sulle portate, flussi preferenziali e sorgenti sospese. Esistono molti studi volti ad individuare i fenomeni che influenzano il tempo di residenza, ma spesso non tutti concordi come sottolineano McGuire, McDonnell (2006), dal quale si è partiti per questo studio. Lunghi periodi di transito dell'acqua comportano lunghi periodi di contatto tra acqua terreno e sostanze inquinanti con notevoli rischi ambientali e probabili danni alle falde acquifere. Un classico esempio è quello della trasmissione di malattie: nel 1854 il dr J. Snow, nel tentativo di ricercare le cause d'espansione del colera a Londra, notò che più di 500 persone che abitavano nel raggio di 80 m da un pozzo d'acqua potabile, morirono nell'arco di 10 giorni. A seguito di ciò, fu sufficiente rendere inservibile la pompa per bloccare l'epidemia in breve tempo. Quindi studiare il tempo di transito medio e la sua distribuzione ci aiuta a descrivere: le reazioni biochimiche nel sistema, la sensibilità del bacino agli agenti antropici e l'uso del territorio.

Nei processi idrologici il parametro sopra citato assume un'importanza rilevante in virtù del fatto che indica in quanto tempo in media un acquifero viene attraversato da una data quantità di soluto disperso. Risulta evidente l'importanza di tale informazione. Basti pensare a tutti gli inquinanti, fertilizzanti e sostanze chimiche che spesso sono immesse

nel suolo. Il tempo di residenza spesso ha valori elevati (anni) e quindi gli effetti non sono visibili immediatamente. Nonostante l'importanza della valutazione del tempo di transito e la sua distribuzione, è pressoché impossibile determinarlo sperimentalmente, tranne in rari esperimenti di manipolazione in cui gli afflussi nel bacino possono essere adeguatamente controllati (Rodhe et al., 1996). Spesso le distribuzioni dei tempi di residenza sono ricavate attraverso modelli e parametri integrati su tutto il bacino che utilizzano lo studio dei traccianti passivi. Questi modelli non richiedono informazione e caratterizzazioni idrologiche dettagliate del sistema fisico e, di conseguenza, sono spesso utilizzati per caratterizzare i bacini dove i dati sono limitati (ad esempio, i paesi meno sviluppati e bacini poco monitorati).

2. Analisi del contenuto d'acqua nei suoli insaturi

2.1. Introduzione

La determinazione dell'umidità contenuta nel terreno è di rilevante importanza nei processi sotterranei. Studi recenti hanno dimostrato che l'evaporazione dell'acqua dagli strati superficiali del terreno influenzi la crescita della vegetazione e di conseguenza il clima in quella regione. I test in laboratorio sono stati effettuati durante la stesura della mia tesi di laurea in ingegneria, ma nel primo periodo del dottorato sono stati rielaborati analiticamente i dati ottenuti al fine di tarare un modello matematico di seguito illustrato. Questa parte del lavoro verte sulla valutazione in laboratorio del contenuto d'acqua presente in un suolo ricostruito in una cassaforma. Ciò è ben lontano dai fenomeni naturali, ma gli sviluppi della tecnologia usata (GPR) permetteranno in breve termine di effettuare delle prove in situ. Questa tesi rappresenta un primo approccio al problema sopra citato.

Questo studio è orientato a determinare il contenuto d'acqua nel suolo mediante l'utilizzo di tecniche non distruttive o invasive per il suolo stesso. Nello specifico la tecnica utilizzata si basa sull'utilizzo di un georadar. Sono state fatte oltre 650 misure su cinque suoli diversi variando di volta in volta la granulometria e il contenuto d'acqua (Fiori, et al., 2005).

È possibile collegare la costante dielettrica del mezzo al contenuto d'acqua, poiché la differenza di valore tra le costanti dielettriche risulta molto elevata. La tabella numero 1 mostra che un terreno secco può avere costante dielettrica variabile tra 4 e 10, mentre il valore dell'acqua si attesta intorno a 80. Risulta quindi facile comprendere che un terreno bagnato, umido anche se parzialmente presenta un notevole innalzamento della costante dielettrica.

SOSTANZA	ϵ_r
aria	1
acqua	81
bitume	2,5-2,8
inerti	5,5-6,5
ghiaccio	3,6
sabbia	2,5
sabbia cementata	3,6

Tabella 1 Alcuni valori di letteratura della costante dielettrica

Nei suoli la componente più importante, sotto il profilo dielettrico, è ovviamente l'acqua. Le proprietà elettriche dell'acqua negli aggregati porosi non sono le stesse dell'acqua isolata da tale matrice solida, per il fatto che variano le condizioni di viscosità e lo stato ionico. Infatti quando l'acqua è a contatto con i minerali pone in soluzione sulla superficie di contatto particelle polari che cambiano sostanzialmente le proprietà di conducibilità del mezzo. Le prove sperimentali sono state effettuate su 4 tipologie diverse di aggregati. Due terreni di prova non contenevano argilla (Misto della Magliana e T0) e due terreni contenevano una percentuale rispettivamente del 5% in peso e del 20% in peso di argilla (T1 e T2).

In questo studio non ci si soffermerà sulla descrizione delle prove effettuate in laboratorio, ma esclusivamente sull'analisi dei dati ottenuti.

Tutta la trattazione delle prove sperimentali è contenuta nella mia tesi di laurea.

Gli obiettivi in questo studio sono stati i seguenti:

- i) Derivare una relazione fisicamente basata che possa legare il contenuto d'acqua nel suolo e la costante dielettrica.
- ii) Confrontare i dati sperimentali con il modello E.M.A. (Effective Medium Approximation - 2003)
- iii) Confrontare i risultati con i modelli presenti in letteratura (Topp, 1980).

2.2. Breve sintesi del modello E.M.A. (2003)

Il modello EMA (Jankovic, et al. 2003) impiega l'approssimazione auto-coerente ("Self Consistent"). Il mezzo viene schematizzato come una miscela casuale di N inclusioni sferiche immerse in una matrice di base di costante dielettrica K_0 , con M fasi caratterizzate da costante dielettrica K_j , distribuzione dei raggi R_j e frazioni relative n_j ; la frazione complessiva delle inclusioni è n , tale che la frazione complessiva di ciascuna fase è n_j . Si pone la velocità (U^∞) o potenziale elettrico uniforme imposto all'infinito e un moto medio uniforme di velocità pari a \bar{U} . È valida l'equazione di Laplace in condizioni quasi statiche. Lo scopo è determinare la costante dielettrica efficace K_{ef} di un mezzo omogeneo equivalente che realizza la medesima velocità \bar{U} del mezzo complesso.

Nella figura 1 si illustrano due condizioni del dominio del flusso. Nella figura 1a si possono vedere le linee del flusso se la costante dielettrica della matrice di base (K_0) assume un valore maggiore della costante dielettrica efficace (K_{ef}). Nella figura 1b si deduce che le linee del flusso risultano indisturbate se i valori delle costanti dielettriche K_0 e K_{ef} sono uguali.

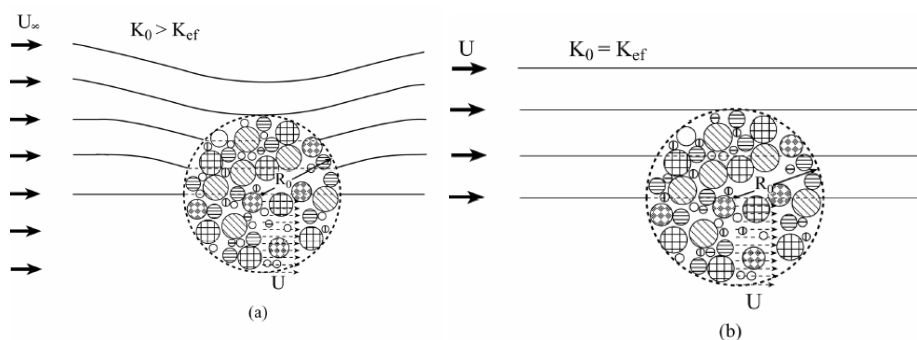


Figura 1 Illustrazione del dominio del flusso: si indica con K_0 la costante dielettrica della matrice di base del mezzo e con K_{ef} la costante dielettrica di un mezzo omogeneo equivalente.

Si assume la sovrapposizione lineare degli effetti di ciascuna sfera, considerata singolarmente, immersa in una matrice caratterizzata da K_0 . Per una miscela di fasi che occupa completamente il mezzo (K_0 influente), la K_{ef} si trova risolvendo la seguente sommatoria:

$$\sum_{j=1}^M \frac{k_j - k_{ef}}{k_j/2 + k_{ef}} \cdot n_j = 0 \quad (1.1)$$

Questa formula è valida per M fasi. In realtà a noi interessano solamente tre di queste fasi per terreni non argillosi e quattro per terreni con argilla.

Per un mezzo poroso a parziale saturazione:

- Numero delle fasi: $M = 3$
 - Costanti dielettriche: k_s, k_w, k_a (solido $k_s \approx 5$, acqua $k_w \approx 80$, aria $k_a \approx 1$).
- Frazioni: $n_s = 1 - \varphi$, $n_w = \theta$, $n_a = \varphi - \theta$ (φ è la porosità, θ l'umidità).

La formula seguente va esplicitata rispetto a k_{ef} .

$$\frac{(k_a - k_{ef}) \cdot n_a}{\frac{k_a}{2} + k_{ef}} + \frac{(k_s - k_{ef}) \cdot n_s}{\frac{k_s}{2} + k_{ef}} + \frac{(k_w - k_{ef}) \cdot n_w}{\frac{k_w}{2} + k_{ef}} = 0 \quad (1.2)$$

Considerando che i valori della costante dielettrica dell'acqua e dell'aria sono ormai acquisiti dalla letteratura, si può riscrivere la equazione in questo modo:

$$\frac{2 \cdot (\varphi - 1) \cdot (k_{ef} - k_s)}{2k_{ef} + k_s} - \frac{2(k_{ef} - 1) \cdot (\varphi - \theta)}{1 + 2k_{ef}} - \frac{(k_{ef} - 80) \cdot \theta}{40 + k_{ef}} = 0 \quad (1.3)$$

Le variabili in gioco sono k_{ef} , k_s , φ e θ . In questo modo le caratteristiche più importanti di ogni terreno sono prese in considerazione.

A questo punto a noi interessa esplicitare la relazione che intercorre tra k_{ef} e θ mantenendo come parametri gli altri due. È impossibile esprimere analiticamente la relazione $k_{ef} = f(\theta, k_s, \varphi)$, quindi si è costretti a esplicitare la relazione come $\theta = f(k_{ef}, \theta, \varphi)$; che assume la forma seguente:

$$\theta = \frac{2(40 + k_{ef}) \cdot (2k_{ef}^2 + k_{ef}(1 + 3\varphi(k_s - 1) - 2k_s) - k_s)}{237k_{ef}(2k_{ef} + k_s)} \quad (1.4)$$

Si nota immediatamente come la funzione abbia un asintoto in 0 e in $k_{ef} = 1/2k_s$. Va detto che in realtà esiste una limitazione per la k_{ef} : essa deve essere positiva.

A titolo illustrativo si mostra nella Figura 2 la relazione tra la saturazione del suolo e il contenuto d'acqua per alcuni valori di porosità.

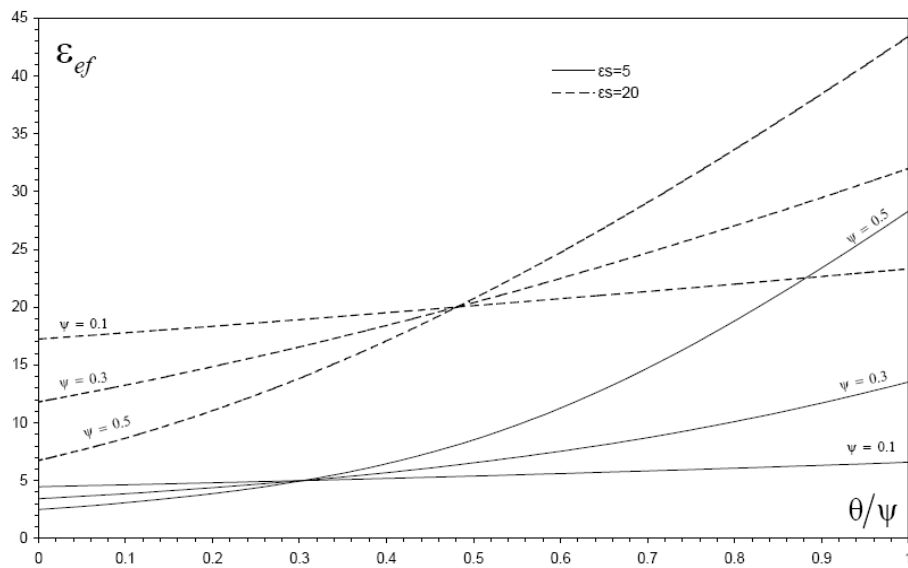


Figura 2 La relazione tra ϵ_{ef} e saturazione per alcuni valori di costante dielettrica del suolo e porosità

Si può notare facilmente come l'aumento della costante dielettrica del mezzo solido provochi un aumento della costante dielettrica efficace.

2.3. Applicazione del modello E.M.A. e confronto con il modello di Topp (1980)

Sono stati selezionati due suoli dei quattro presi in esame nel lavoro di tesi:

Il suolo denominato A: sabbia uniforme senza presenza di argilla;

Il suolo denominato B: Misto della Magliana con presenza di argilla. Tali suoli sono stati studiati in laboratorio e di essi si possiedono tutte le caratteristiche geotecniche che sono riportate in Fiori et al. (2005). La prova è stata effettuata in una cassaforma impermeabile rettangolare di misure 0,33x0,33 m per 0,1m di altezza per un volume complessivo di 0,01089 m³. Il suolo A possiede una densità secca pari a 1.615 kg/l e approssimativamente una porosità pari a 0.345; il suolo B possiede una densità secca pari a 1.685 kg/l e una porosità pari a 0.331. Sono stati effettuati 4 test per ogni prova (per ogni variazione nel contenuto d'acqua) al fine di acquisire un dato medio già sufficientemente valido. Sono stati raccolti i dati sperimentali ed è stato tarato il modello EMA fissando alcuni parametri desunti dalla letteratura, quali: la costante dielettrica dell'aria secca $\varepsilon_a=1$, la costante dielettrica dell'acqua $\varepsilon_w=80$, e la porosità di ciascun terreno. La Figura 3 mostra i risultati ottenuti confrontando i dati sperimentali, dati teorici e modello di Topp (1980).

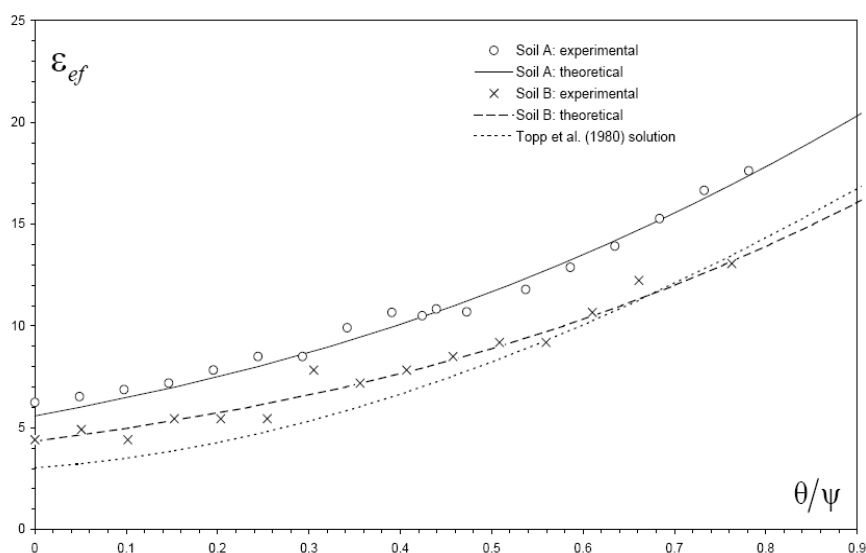


Figura 3 Confronto tra i dati sperimentali e teorici

La costante dielettrica tarata dal modello EMA per il suolo A è fissata a 6.97, mentre per il suolo B a 9.70, valori accettabili in letteratura.

In entrambi i casi la soluzione dell'equazione 1.4 rappresenta adeguatamente la costante dielettrica efficace come funzione del contenuto d'acqua, con un coefficiente di regressione pari a $R^2=0.98$.

Si nota come il modello di Topp (1980) sia frutto di uno studio su una tipologia parziale di terreni, poiché i coefficienti della curva cubica sono stati fissati dallo stesso Topp, non permettendo quindi alcun tipo di taratura, in sostanza il modello di Topp è esclusivamente empirico e non fisicamente basato.

2.4. Conclusioni

È stato possibile ottenere una relazione forte tra il contenuto d'acqua nel terreno e la costante dielettrica in un mezzo misto multifase. La matrice è stata schematizzata attraverso un modello Multi-Indicatore con elementi sferici di raggio R variabile. L'espressione risultante (1.4) è relativamente semplice da usare e pratica nelle applicazioni. Sono stati fissati alcuni parametri per la taratura del modello: il valore della costante dielettrica dell'acqua, dell'aria e le porosità dei terreni in esame. La formula proposta quindi per un sistema trifase acqua-suolo-aria è dipendente solamente da un parametro: la costante dielettrica del terreno.

Il confronto con i dati sperimentali per queste due tipologie di terreno mostra che l'approssimazione introdotta dal modello è piuttosto valida per un buon intervallo di valori di contenuto d'acqua.

Il modello EMA possiede alcune limitazione quando nella matrice solida esistono delle particelle di argilla e di materiale organico, poiché esse polarizzandosi deviano il calcolo della costante dielettrica: fenomeno non incluso nel modello. Esiste inoltre un'approssimazione data dal fatto che le particelle d'acqua vengono considerate sferiche, quando in realtà esse possono polarizzarsi e cambiare forma.

Nonostante ciò appare evidente che il modello utilizzato è semplice ed è uno strumento fisicamente basato utilizzabile per descrivere la relazione tra il contenuto d'acqua del terreno e la sua costante dielettrica, usando i dati ottenuti dalle indagini eseguite con Georadar.

3. Fenomeni di infiltrazione nei versanti a forte pendenza

3.1. La scala di versante

Nello studio dei fenomeni che governano i processi di afflusso deflusso nei bacini idrologici ha rilevante importanza lo studio dei versanti che compongono i bacini.

Per descrivere i processi che interessano la scala di versante è possibile utilizzare lo schema concettuale di Figura 4.

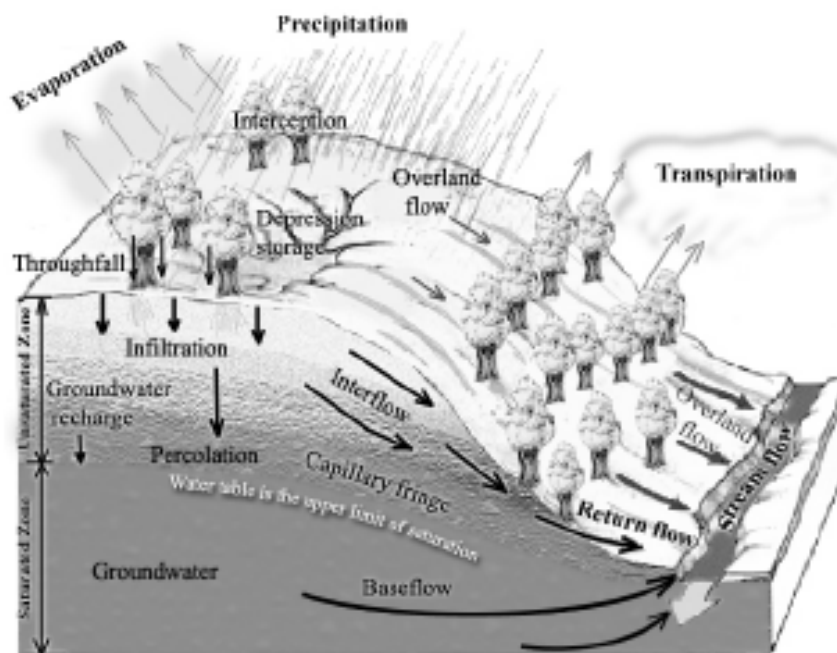


Figura 4 Processi fisici coinvolti nella generazione del deflusso (da Tarboton, 2003)

I processi fisici che intervengono nella scala di versante possono essere di natura diversa ed essi dipendono dalle caratteristiche geologiche, di uso del suolo, pendenza ecc.

La precipitazione (sotto forma di pioggia o di neve) può essere intercettata dalle piante nella superficie, evaporare o traspirare. Questa porzione di pioggia non contribuisce al deflusso e viene immessa di nuovo in atmosfera. La quota parte di acqua rimanente invece può contribuire al deflusso in maniera determinante e molteplice. Essa può essere catturata dalle superfici depresse del terreno sotto forma di acquitrini, stagni e simili e non contribuisce immediatamente al deflusso, ma in modo dilazionato nel tempo. Quando la pioggia dura da tempo e il terreno raggiunge il massimo dell'imbibizione risultando pressoché saturo è possibile che si generi uno scorrimento superficiale nei pressi di vie preferenziali nuove o già tracciate in passato durante altri fenomeni meteorici. Questo fenomeno molto spesso è conseguenza anche del diverso uso del suolo e quindi della capacità di infiltrazione dello stesso.

La parte di acqua rimanente percola e si infiltra nel suolo dove potrà muoversi e scorrere in modi e tempi anche molto differenti in conseguenza delle caratteristiche litologiche del terreno.

Lo stato e la quantità dell'acqua contenuta nel terreno permettono di distinguere, lungo un profilo verticale, tre zone che sono rispettivamente, dall'alto verso il basso:

- Una zona non satura;
- Una zona di transizione o frangia capillare;
- La falda acquifera o zona satura.

Tutta l'acqua presente in un terreno permeabile per porosità (permeabilità primaria) è soggetta a diversi campi di forze, principalmente:

- La forza peso;
- La forza di attrazione elettrostatica, attiva soprattutto in prossimità dei cristalli di minerali argillosi, i quali, avendo come è noto una superficie elettricamente non neutra, tendono a attirare le molecole d'acqua, in virtù della polarità di queste ultime
- Le forze di tensione superficiale, responsabili dei fenomeni di capillarità, a causa dei quali l'acqua ha la facoltà di essere trattenuta o anche di risalire nei pori. L'entità del fenomeno è inversamente proporzionale alla sezione dei pori e quindi al quadrato del diametro dei granuli
- Altre forze, come ad esempio la pressione osmotica, che agiscono con intensità decisamente subordinate a quelle sopra descritte.

Nella **zona non satura** l'acqua aderisce alla superficie dei granuli per effetto sia della forza di attrazione elettrostatica che della tensione

superficiale; in questo caso le forze di Coulomb e soprattutto quelle di capillarità esercitano sulla fase liquida una sottopressione chiamata pressione capillare o anche tensione o suzione di matrice.

Tale pressione presenta segno negativo e può arrivare a raggiungere e superare il valore di -10 atm. La frangia capillare costituisce una zona di passaggio tra la zona non satura e la falda; in essa i pori sono quasi interamente occupati dalla fase liquida, che qui è trattenuta per capillarità, quindi a una pressione inferiore a quella atmosferica, anche se crescente nel verso della profondità. La pressione capillare presente lungo la superficie superiore della frangia capillare è detta suzione critica e rappresenta la minima suzione necessaria per provocare un parziale svuotamento dei pori.

Il limite tra la frangia capillare e la falda è la superficie piezometrica, definita come la superficie lungo la quale la pressione dell'acqua eguaglia quella atmosferica. All'interno della falda freatica tutti i pori sono saturi d'acqua, la quale si viene a trovare più in profondità a una pressione maggiore di quella atmosferica a causa del peso esercitato dalla colonna sovrastante. I processi fisici che contribuiscono al deflusso si complicano di molto se il sottosuolo è stratificato.

Per capire meglio i fenomeni in gioco prendiamo in esame la Figura 5.

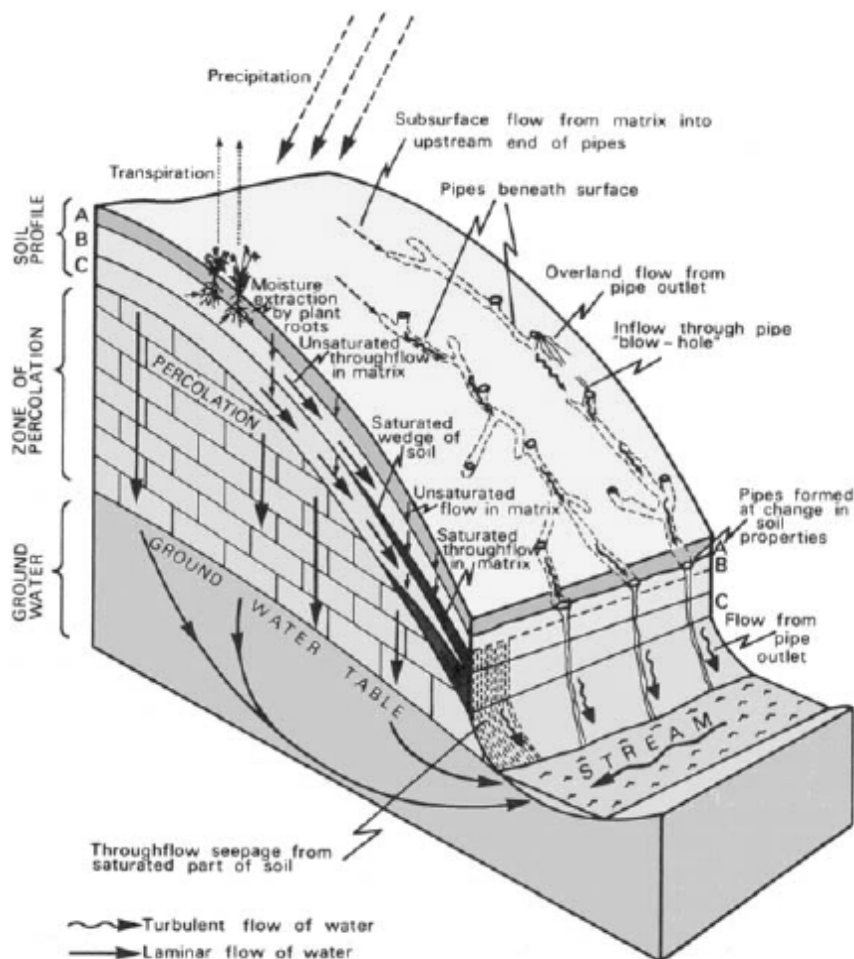


Figura 5 Descrizione delle vie di scorrimento in un versante (da Beven, 2000)

Si può notare che l'acqua che si infiltra nel terreno può compiere percorsi variabili, più o meno lunghi nel tempo e nello spazio. Se il terreno risulta stratificato e composto di materiali diversi per caratteristiche idrauliche è possibile che si generi un flusso preferenziale (interflow) nella superficie di interfaccia. Spesso questo fenomeno è la causa generatrice delle sorgenti sospese, individuabili quando la formazione sottostante affiora (flusso di ritorno). Anche i difetti del terreno in superficie, tane e cavità lasciate da tronchi possono influenzare di molto il moto dell'acqua nel sottosuolo. Questi fenomeni appena descritti sono spesso molto rapidi e

contribuiscono al deflusso con uno scarso sfasamento temporale rispetto alla sollecitazione dovuta dalla pioggia. Esistono invece una parte sostanziale di acqua che si infila in profondità e contribuisce alla ricarica della falda innalzandone il livello. Questa porzione di acqua quindi viene restituita al deflusso nella sezione di chiusura in tempi molto lunghi e per nulla paragonabili agli altri fenomeni di scorrimento.

Durante questo studio particolare attenzione è stata rivolta al fenomeno di Subsurface stormflow (sovralzo locale del livello di falda) che spesso si incontra nel sottosuolo, ma del quale sono ancora fonte di studio le cause generatrici. Tale fenomeno è illustrato nella Figura 6 (Dunne e Leopold, 1978). Esso è causato dall'innalzamento localizzato del livello della falda nei pressi della sezione di chiusura del versante (tale fenomeno viene detto "ridging"). In questo punto la falda è arricchita più velocemente poiché è meno distante dalla superficie. Questo innalzamento locale di livello (Ridging) genera un aumento del gradiente idraulico nello scorrimento sotterraneo, aumentando il flusso sotterraneo di acqua verso il canale e anche verso monte, a causa della differenza di carico piezometrico. Il subsurface stormflow è quindi un flusso che si aggiunge al deflusso di base.

Risulta quindi evidente che i meccanismi generatori del deflusso sono assai numerosi e diversi tra loro. Esistono inoltre delle semplificazioni se ci si concentra sulla scala di versante; appare ovvio far notare che non è possibile considerare il flusso che avviene in direzione ortogonale, il cosiddetto flusso laterale. Si perdono quindi informazioni con su ciò che avviene nella direzione principale del canale di drenaggio principale, non viene quindi considerato lo scambio che potrebbe esserci con versanti limitrofi.

Bisogna comunque considerare che svolgono un ruolo determinante le caratteristiche geologiche del sito che si sta esaminando. Ed è proprio su questo che durante questa prima fase della ricerca è stato necessario concentrarsi.

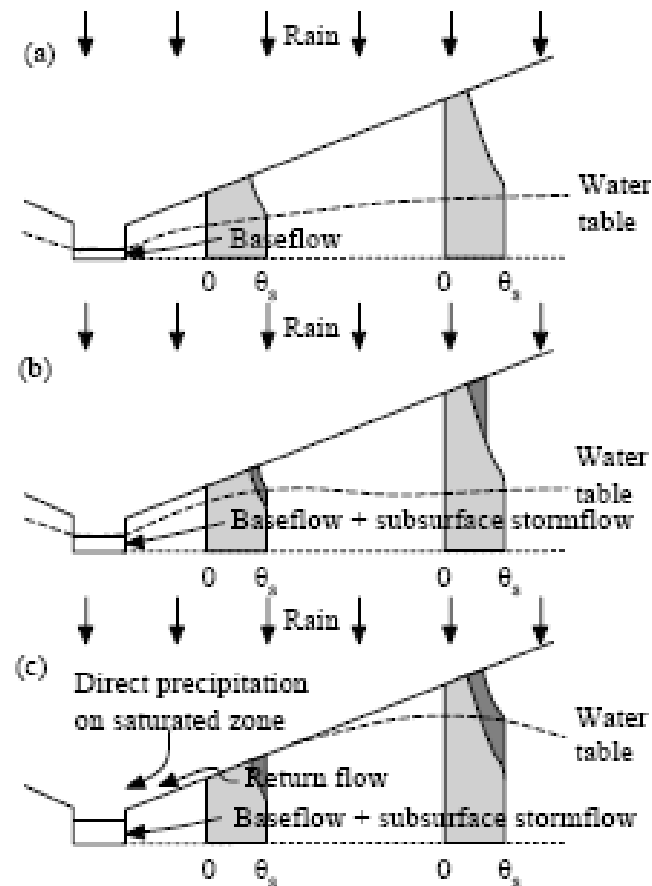


Figura 6 Il processo di SSF illustrato da Dunne and Leopold, 1978: a) Fase iniziale dell'evento di pioggia; b) fenomeno di "Ridging", la falda si innalza localmente aumentando il gradiente idraulico e creando il SSF; c) se la pioggia prosegue si possono generare fenomeni di ritorno di flusso in superficie.

Per concludere si sottolinea che in questo studio è stato necessario porre attenzione solo su alcune delle cause generatrici del deflusso, poiché con i mezzi a disposizione non sarebbe stato possibile simularne altri. Infatti, come vedremo successivamente, lo studio si è focalizzato sulla geolitologia e sui parametri idraulici del sito preso in esame, considerandoli come principali artefici del deflusso a scala di versante.

3.2. La legge di Darcy – Buckingham

Alla base della descrizione del moto dell'acqua in un mezzo poroso non saturo vi è la legge di Darcy, valida per il moto dell'acqua in condizioni sature, che Buckingham generalizzò per quelle non sature.

La legge di Darcy descrive il flusso dell'acqua attraverso un mezzo poroso saturo ad una scala macroscopica, cioè maggiore di quella dei pori:

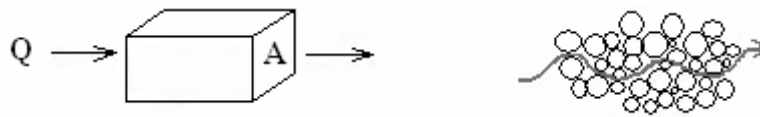


Figura 7 Concetto macroscopico e microscopico del flusso in un mezzo poroso

Poiché il moto dell'acqua attraverso i pori del mezzo è molto complesso, non è possibile, e comunque sarebbe troppo oneroso nel caso lo fosse, conoscere il valore di una determinata grandezza in ogni punto di esso. Attraverso la rappresentazione macroscopica del flusso è possibile ovviare a tale complessità.

Se consideriamo un certo volume di un mezzo poroso, all'interno di questo l'acqua avrà velocità diverse in ogni punto. La media delle velocità dell'acqua calcolata su questo volume definisce la velocità media del flusso nel mezzo, che è una grandezza macroscopica.

Darcy dimostrò che la portata Q attraverso un filtro cilindrico di sabbia omogenea, avente area trasversale costante A , è direttamente proporzionale all'area della sezione A , al dislivello Δh e inversamente proporzionale al percorso di filtrazione, attraverso la costante di proporzionalità k :

$$Q = -kA \frac{\Delta h}{\Delta l} \quad (1.5)$$

La legge di Darcy così riportata è valida per un flusso monodimensionale. Può essere generalizzata a tre dimensioni, ma in questo caso il gradiente idraulico è un vettore e la permeabilità un tensore, nel più generale dei casi, di un mezzo anisotropo:

$$\bar{q} = -\underline{k} \nabla h \quad (1.6)$$

$$k = \begin{bmatrix} k_{xx} & k_{xy} & k_{xz} \\ k_{yx} & k_{yy} & k_{yz} \\ k_{zx} & k_{zy} & k_{zz} \end{bmatrix} \quad (1.7)$$

Nei mezzi porosi non saturi si ammette che valga una legge molto simile a quella di Darcy, detta legge di Darcy generalizzata o di Darcy-Buckingham, ma diversa nel contenuto, che descrive il flusso verticale dell'acqua in condizioni non saturate:

$$q = -k(\vartheta) \frac{\partial h}{\partial z} \quad (1.8)$$

Il terreno è costituito da pori in parte occupati da aria ed in parte da acqua. ϑ rappresenta il contenuto d'acqua all'interno del terreno, dato dalla relazione:

$$\vartheta = \frac{V_{H_2O}}{V_{tot}} \quad (1.9)$$

che nel mezzo saturo coincide con la porosità n . La permeabilità k non è più una costante, ma è funzione non lineare del contenuto di acqua nel terreno.

h è il carico idraulico espresso dalla relazione:

$$h = z + \psi \quad (1.10)$$

dove ψ rappresenta in questo caso il **carico capillare** o di **suzione**, che è una grandezza macroscopica negativa:

$$h = z + \psi \begin{cases} \psi = \frac{p}{\gamma} > 0 & \text{in condizioni sature} \\ \psi = \frac{p}{\gamma} < 0 & \text{in condizioni non sature} \end{cases}$$

in questo caso manca il termine cinetico, perché le velocità del flusso sono talmente piccole da poterne trascurare il carico rispetto agli altri due termini. L'equazione può essere riscritta nel seguente modo:

$$q = -k(\vartheta) \left[\frac{\partial \psi(\vartheta)}{\partial z} + 1 \right] \quad (1.11)$$

In questa forma si mette in evidenza che il flusso dell'acqua in un mezzo poroso non saturo dipende dalla permeabilità e dal gradiente verticale del

carico capillare, i quali entrambi dipendono dal contenuto di acqua. Infatti, l'acqua si muove da zone più umide a zone meno umide e con un coefficiente di proporzionalità pari alla permeabilità, dipendente anch'essa dall'umidità. Il carico capillare è maggiore nei pori di piccole dimensioni. Questo dimostra che c'è una relazione tra questo ed il contenuto d'acqua. Infatti, all'aumentare del carico capillare soltanto i pori più piccoli sono in grado di trattenere l'acqua, per cui il contenuto d'acqua diminuisce. Questo ha un effetto anche sulla permeabilità, perché alla diminuzione della dimensione dei pori e del contenuto d'acqua, dovuto all'incremento del carico capillare, il numero dei condotti completamente pieni d'acqua, attraverso i quali l'acqua si muove (l'acqua capillare isolata non partecipa al moto), si riduce e di conseguenza anche la permeabilità. La relazione tra il carico capillare, la permeabilità ed il contenuto di acqua sono rappresentate da curve, dette curve caratteristiche del terreno, la cui forma dipende dalla granulometria di questo:

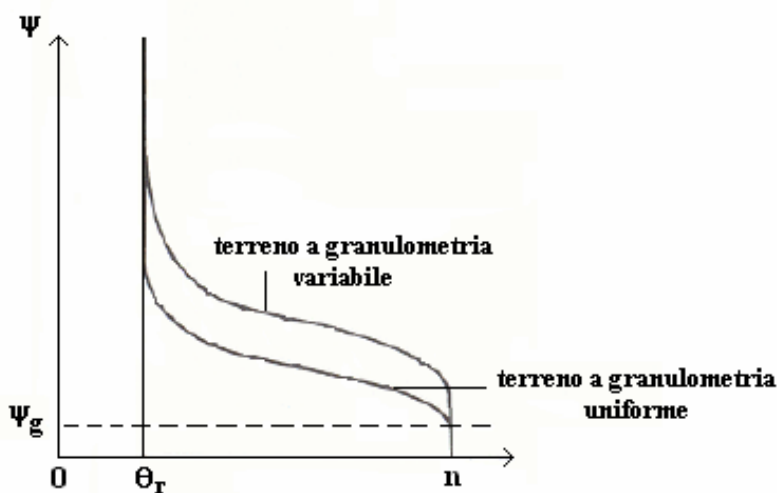


Figura 8 Curva caratteristica (pedofunzione), indica il legame tra il contenuto d'acqua θ e il carico capillare ψ .

Le curve caratteristiche del terreno hanno un'espressione analitica. Tali formule sono dette pedofunzioni, di seguito ne vengono elencate alcune tra le più usate:

$\psi(\theta)$ Secondo Brooks-Corey :

$$\frac{\mathcal{G} - \mathcal{G}_r}{n - \mathcal{G}_r} = \left(\frac{\psi(\mathcal{G})}{\psi_g} \right)^\lambda \quad (1.12)$$

dove:

λ è indice di distribuzione delle dimensioni dei pori che assume valori tanto più alti quanto più uniformi sono i pori;

$\mathcal{G}_e = n - \mathcal{G}_r$: porosità efficace;

$S_e = \frac{\mathcal{G} - \mathcal{G}_r}{n - \mathcal{G}_r}$: saturazione efficace.

La saturazione efficace rappresenta la frazione della porosità efficace impegnata dall'acqua libera (o disponibile).

Per:

$$\psi(\mathcal{G}) = \psi_g \quad \rightarrow \quad \mathcal{G} = n$$

$$\psi(\mathcal{G}) \rightarrow \infty \quad \rightarrow \quad \mathcal{G} \rightarrow \mathcal{G}_r$$

$k(\mathcal{G})$ secondo Brooks-Corey (1964):

$$\frac{k(\mathcal{G})}{k_s} = \left(\frac{\mathcal{G} - \mathcal{G}_r}{n - \mathcal{G}_r} \right)^{3 + \frac{2}{\lambda}} \quad (1.13)$$

dove:

k_s : permeabilità a saturazione

Per:

$$k(\mathcal{G}) \rightarrow k_s \quad \rightarrow \quad \mathcal{G} = n$$

$$k \rightarrow 0 \quad \rightarrow \quad \mathcal{G} \rightarrow \mathcal{G}_r$$

$\psi(\mathcal{G})$ Secondo Van Genuchten (1980):

$$\psi(S_e) = \frac{1}{\psi_g} \left(S_e^{-\frac{1}{\lambda}} - 1 \right)^{1-\lambda} \quad (1.14)$$

$k(\mathcal{G})$ secondo Van Genuchten (1980):

$$k(S_e) = k_s S_e^{1/2} \left(1 - (1 - S_e^{1/2})^\lambda\right)^2 \quad (1.15)$$

Queste due ultime relazioni rappresentano una semplificazione di quelle di Brooks-Corey.

\mathcal{G}_r , n , ψ_g , λ , k_s sono grandezze specifiche del materiale.

\mathcal{G}_r è l'umidità di ritenzione del terreno alla quale corrisponde $k(\mathcal{G}_r) = 0$, al di sotto del quale perciò non ci può essere flusso.

3.3. Le equazioni di Richards (1931)

Un passo successivo fu fatto da Richards che, combinando l'equazione di Darcy-Buckingham con quella di conservazione della massa, ottenne l'equazione che descrive il moto dell'acqua nel mezzo poroso non saturo in un modo più completo.

Le ipotesi fondamentali del moto sono:

- flusso monofase (si considera solo la fase liquida senza aria);
- aria immobile;
- legame tra ψ e \mathcal{G} univoco (si trascura l'isteresi).

In questo studio sono state utilizzate le equazioni di Richards per descrivere il moto bidimensionale nel sistema dei versanti, ma in questa fase iniziale e con fini puramente illustrativi si descrivono le equazioni di Richards nella formulazione monodimensionale verticale, lasciando ad un paragrafo successivo l'approfondimento bidimensionale :

$$q = -k(\mathcal{G}) \left[\frac{\partial \psi(\mathcal{G})}{\partial z} + 1 \right] \quad \text{equazione di Darcy-Buckingham}$$

$$\frac{\partial \mathcal{G}}{\partial t} + \frac{\partial q}{\partial z} = 0 \quad \text{equazione di conservazione della massa}$$

Combinando le due equazioni si ottiene la seguente relazione:

$$\frac{\partial \mathcal{G}}{\partial t} = -\frac{\partial q}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left[k(\mathcal{G}) \frac{\partial \psi(\mathcal{G})}{\partial z} + k(\mathcal{G}) \right] \quad (1.16)$$

Espandendo la generica derivata di ψ in funzione di \mathcal{G} :

$$\frac{\partial \mathcal{G}}{\partial t} = -\frac{\partial q}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left[k(\mathcal{G}) \frac{\partial \psi(\mathcal{G})}{\partial \mathcal{G}} \frac{\partial \mathcal{G}}{\partial z} + k(\mathcal{G}) \right] \quad (1.17)$$

e definendo diffusività dell'umidità la grandezza:

$$D(\mathcal{G}) = k(\mathcal{G}) \frac{\partial \psi(\mathcal{G})}{\partial \mathcal{G}} \quad \left[\frac{L^2}{T} \right] \quad (1.18)$$

si ottiene l'equazione di Richards:

$$\frac{\partial \mathcal{G}}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[D(\mathcal{G}) \frac{\partial \mathcal{G}}{\partial z} + k(\mathcal{G}) \right] \quad (1.19)$$

L'equazione può essere riscritta in termini di carico capillare ψ invece che di umidità \mathcal{G} , espandendo la derivata di \mathcal{G} in funzione di ψ :

$$\frac{\partial \mathcal{G}}{\partial t} = \frac{\partial \mathcal{G}}{\partial \psi} \frac{\partial \psi}{\partial t} = C(\psi) \frac{\partial \psi}{\partial t} \quad (1.20)$$

dove $C(\psi)$ è la capacità capillare specifica o di assorbimento del suolo.

Essa è nulla quando il terreno diventa saturo.

Allora, l'equazione diventa:

$$C(\psi) \frac{\partial \psi}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[k(\psi) \left(\frac{\partial \psi}{\partial z} + 1 \right) \right] \quad (1.21)$$

La 1.21 Può essere applicata sia ad un flusso saturo che non saturo attraverso un mezzo poroso. Per entrambi i flussi la velocità è una funzione lineare del gradiente del potenziale idraulico in accordo con la legge di Darcy. L'equazione di Richards è un'equazione alle derivate parziali non lineare per la dipendenza di $D(\mathcal{G})$ e $k(\mathcal{G})$ dall'umidità. Per

la maggior parte dei casi di interesse pratico non ammette soluzione analitica, pertanto viene ottenuta approssimativamente per via numerica. La risoluzione richiede un codice di calcolo numerico che ne implementi lo schema risolutivo, dopo aver definito le condizioni iniziali e al contorno. Il processo di infiltrazione si può quindi descrivere con l'equazione di Richards definendo opportunamente le condizioni iniziali e al contorno del terreno considerato. Rimane di particolare rilevanza la scelta della pedofunzione $k(\theta)$ poiché essa definisce in maniera considerevole le caratteristiche di imbibizione del terreno e incorpora in sé i parametri idrologici dei terreni (porosità, permeabilità, contenuto d'acqua residuo, ecc).

3.3.1. Il set di equazioni bidimensionali utilizzate

Per semplicità sono stati utilizzati gli stessi simboli riportati nella documentazione del VS2DTI di Lappala E. G. et al. (1983). Il modello numerico utilizza il metodo alle differenze finite per risolvere l'equazione di Richards.

L'equazione di Richards, nella formulazione utilizzata dal codice, è ottenuta dalla combinazione dell'equazione di conservazione della massa con l'equazione del moto di Darcy-Buckingham:

$$V \frac{\partial(\rho s \phi)}{\partial t} - \int_{\bar{s}} \rho K K_r(h) \frac{\partial H}{\partial n} d\bar{s} - \rho q V = 0 \quad (1.22)$$

dove:

ρ : densità dell'acqua, $[ML^{-3}]$;

s : grado di saturazione, $[L^0]$;

ϕ : porosità, $[L^0]$;

t : tempo, $[T]$;

\vec{u}_n : flusso per unità di area nella direzione n perpendicolare alla superficie \bar{s} , $[LT^{-1}]$;

q : aggiunta o prelievo di acqua per unità di volume e di tempo, $[T^{-1}]$;

V : volume dell'elemento preso in considerazione, $[L^3]$;

k : permeabilità a saturazione del mezzo, $[LT^{-1}]$:

$$k = \frac{\bar{k}\rho g}{\mu}, \quad \bar{k} : \text{permeabilità intrinseca del mezzo};$$

μ : viscosità dinamica.

k_r : permeabilità relativa $[L^0]$. E' data dal rapporto tra la permeabilità satura e la permeabilità non satura.

La variazione della massa liquida immagazzinata in V viene bilanciata dal flusso attraverso le facce $d\bar{s}$ del volume e da prelievi o aggiunte di acqua rappresentate dal termine $\rho q v$; le variabili ρ , s , e ϕ possono essere considerate costanti all'interno di V, se V è sufficientemente grande.

Poiché ρ e μ sono assunte costanti, k è assunta come proprietà del mezzo. Tuttavia, μ varia con la temperatura per cui è da tenere presente quando si formula un problema; $k \cdot k_r(h)$, $[LT^{-1}]$, è la permeabilità efficace e k_r viene calcolata dal programma.

Se tutte le grandezze sotto l'integrale superficiale possono essere considerate costanti su ciascuna delle m facce di un volume generico V, come un cubo o un cilindro, l'equazione 1.18 può essere approssimata da:

$$V \frac{\partial(\rho s \phi)}{\partial t} - \sum_{k=1}^m \rho k k_r(h) A_k \frac{\partial H}{\partial n_k} - \rho q V = 0 \quad (1.23)$$

dove A_k è l'area della k-esima faccia con n_k perpendicolare ad essa.

Il termine di immagazzinamento può essere espresso come segue:

$$V \frac{\partial(\rho s \phi)}{\partial t} = V \left[\rho \phi \left(\frac{\partial s}{\partial t} \right) + \rho s \left(\frac{\partial \phi}{\partial t} \right) + s \phi \left(\frac{\partial \rho}{\partial t} \right) \right] \quad (1.24)$$

$\left(\frac{\partial s}{\partial t} \right)$: variazione del grado di saturazione;

$\left(\frac{\partial \phi}{\partial t} \right)$: compressione o espansione dei pori del mezzo poroso;

$\left(\frac{\partial \rho}{\partial t} \right)$: compressione o espansione del liquido;

Poiché la principale variabile dipendente del modello è il carico totale H allora i termini possono essere scritti in termini di H :

$$V \frac{\partial(\rho s \phi)}{\partial t} = V \left[\rho \phi \left(\frac{\partial s}{\partial H} \right) + \rho s \left(\frac{\partial \phi}{\partial H} \right) + s \phi \left(\frac{\partial \rho}{\partial H} \right) \right] \frac{\partial H}{\partial t}$$

Poiché $H = z + h$ e $s\phi$ e ρ sono indipendenti da z , allora :

$$= V \left[\rho \phi \frac{\partial s}{\partial h} + \rho s \frac{\partial \phi}{\partial h} + s \phi \frac{\partial \rho}{\partial h} \right] \frac{\partial h}{\partial t}$$

Vediamo singolarmente i vari termini:

$$\rho \phi \frac{\partial s}{\partial h} = \rho \frac{\partial(\phi s)}{\partial h} = \rho \frac{\partial \mathcal{G}}{\partial h} = \rho C_m$$

C_m : è la capacità capillare specifica, $[L^{-1}]$. E' la variazione del contenuto di acqua a causa di una variazione del carico capillare in condizioni non sature e rappresenta la pendenza della curva caratteristica del terreno.

$$\rho s \frac{\partial \phi}{\partial h} = \rho s \frac{\partial \phi}{\partial \left(\frac{\bar{p}}{\rho g} \right)}$$

dove:

$$\frac{\partial \phi}{\partial \bar{p}} = \alpha_c : \text{ comprimibilità della matrice solida, } [M^{-1}LT^2];$$

$$\bar{p} : \text{ pressione media, } [M^{-1}LT^{-2}].$$

Quindi:

$$\rho s \left(\rho g \frac{\partial \phi}{\partial \bar{p}} \right) = \rho s \rho g \alpha_c$$

$$s \phi \frac{\partial \rho}{\partial h} = s \phi \frac{\partial \rho}{\partial \left(\frac{\bar{p}}{\rho g} \right)} = s \phi g \rho \frac{1}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial \bar{p}} = s \phi g \rho \beta_c$$

dove:

$$\beta_c : \text{ comprimibilità del fluido } [M^{-1}LT^2].$$

Poniamo:

$$S_s = \rho g (\alpha_c + \beta_c) : \text{ coefficiente di immagazzinamento specifico.}$$

Quindi:

$$V \left\{ \rho [C_m + sS_s] \right\} \frac{\partial H}{\partial t} - \rho \sum_{k=1}^{\dot{m}} A_k k k_r (h) \frac{\partial H}{\partial n_k} - \rho q V = 0 \quad (1.25)$$

Questa è la forma non lineare dell'equazione del moto del flusso dell'acqua in un mezzo poroso non saturo che viene risolta dal computer.

Poiché consideriamo fluido e solido incomprimibili allora $S_s = 0$.

Dato che trascuriamo aggiunte o prelievi di acqua, anche tramite evapotraspirazione, $\rho q V = 0$.

Allora l'equazione diventa:

$$V \left[\rho (C_m) \right] \frac{\partial H}{\partial t} - \rho \sum_{k=1}^{\dot{m}} A_k k k_r (h) \frac{\partial H}{\partial n_k} = 0 \quad (1.26)$$

che è analoga all'equazione riportata precedentemente.

3.3.2. Il set di equazioni del trasporto

In questo studio il trasporto di soluto è descritto dalle equazioni di convezione-diffusione. La derivazione di tali equazioni è basata sulla conservazione della massa e sulla legge di Fick. I dettagli di tali derivazioni non sono lo scopo di questo lavoro, ma sono contenute in testi come Bear (1979) o Hillel (1980). Sono tre i meccanismi che influenzano il movimento dei soluti in condizioni non sature: i) trasporto convettivo, per il quale i soluti si muovono con il flusso dell'acqua; ii) diffusione idrodinamica, la diffusione molecolare e le variabilità della velocità del fluido è causa di dispersione dei soluti intorno alla direzione media del flusso dell'acqua; iii) sorgenti e pozzi, si introduce o si preleva dal sistema una determinata concentrazione che decade o viene assorbita dalla fase solida.

L'equazione di convezione-diffusione che descrive il trasporto di soluti in condizioni variabili di saturazione può essere scritta nel seguente modo (Bear, 1979):

$$\frac{\partial(c\theta)}{\partial t'} = \nabla \cdot \theta \bar{D}_h \cdot \nabla c - \nabla \cdot \theta \bar{v} c + SS \quad (1.27)$$

Dove:

θ = contenuto d'acqua;

c = concentrazione dei costituenti chimici (ML^{-3});

t = tempo;

$\overline{\overline{D}}_h$ = tensore di diffusione idrodinamica (L^2T^{-1});

\overline{v} = vettore velocità del fluido (LT^{-1});

SS = termini sorgente/pozzo ($ML^{-3}T^{-1}$).

Il termine $\nabla \cdot \theta \overline{v} c$ rappresenta la divergenza del flusso convettivo. Questo termine tiene conto delle variazioni di concentrazione di soluto dovute al movimento dell'acqua e al trasporto di soluto con essa.

Il primo termine del membro di destra dell'equazione rappresenta la divergenza del flusso degli agenti chimici dovuta alla diffusione idrodinamica. La dispersione idrodinamica è un processo che consente di diffondere le molecole di un soluto gradualmente muovendosi in direzioni diverse da quella della media del flusso di base. Esistono due meccanismi di diffusione. Il primo è la diffusione meccanica ed è causata dalla variazione della velocità di campo a livello microscopico. Il secondo è denominato diffusione molecolare, che è il risultato della variazione della concentrazione del soluto. In assenza di un flusso di acqua le molecole del soluto si muoveranno da aree a concentrazione maggiore a aree a concentrazione minore, con l'obiettivo di uguagliare la concentrazione in ogni punto. Il tensore di diffusione molecolare può essere scritto in questo modo (Bear, 1979):

$$\overline{\overline{D}}_h = \overline{\overline{D}} + \overline{\overline{D}}_m \quad (1.28)$$

$$D_{ij} = \alpha_T |\mathbf{v}| \delta_{ij} + (\alpha_L - \alpha_T) v_i v_j / |\mathbf{v}| \quad (1.29)$$

$$D_{m_{ij}} = D_d \tau_{ij} \quad (1.30)$$

Dove

α_T = dispersività trasversale del mezzo poroso (L);

α_L = dispersività longitudinale del mezzo poroso (L);

$|\mathbf{v}|$ = intensità del vettore velocità (LT^{-1});

δ_{ij} = delta di Kronecker;

= 1 se $i=j$;

= 0 se $i \neq j$;

D_d = coefficiente di diffusione molecolare del soluto nell'acqua (L^2T^{-1});

τ_{ij} = tortuosità.

Nei suoli saturi, la diffusione è teoricamente una proprietà geometrica della matrice solida. Tuttavia dati sperimentali mostrano che la diffusività

a scala di laboratorio è dell'ordine dei centimetri, mentre in scala reale è dell'ordine dei metri. Inoltre esistono ancora delle questioni irrisolte sul fatto che nei suoli insaturi la diffusione vari in funzione del contenuto d'acqua.

Per quanto riguarda le condizioni al contorno la distinzione tra esse e il termine di sorgente/pozzo è spesso artificioso. Possono essere considerati due tipi di condizioni al contorno per la simulazione del trasporto: concentrazione costante o flusso di massa di soluto costante.

3.4. Il laboratorio computazionale

Al fine di studiare i processi di filtrazione in questi suoli non completamente saturi sarebbe opportuno effettuare degli studi in laboratorio su ricostruzioni di versanti o in situ con monitoraggi continuati nel tempo. Purtroppo in questa fase dello studio non si posseggono queste possibilità e si è riscontrata la necessità di utilizzare un codice di calcolo per effettuare dei test e delle simulazioni. Il laboratorio ha lo scopo principale di riprodurre e descrivere qualitativamente i processi fisici a scala di versante che interessano la filtrazione in suoli non saturi. Per illustrare meglio l'utilizzo del laboratorio computazionale si rappresenta nella Figura 9 un diagramma di flusso esplicativo del procedimento. I vantaggi dell'utilizzo di un laboratorio computazionale sono molteplici, tra cui:

- i) Non è necessario effettuare delle prove in situ o possedere strumentazione di alto livello;
- ii) Ridotto dispendio economico e di mezzi;
- iii) Esiste la possibilità isolare i fenomeni da testare interagendo sulle condizioni iniziali e al contorno;
- iv) è possibile ripetere la stessa prova più volte senza nessun dispendio di mezzi;
- v) è sufficiente possedere un buon elaboratore e il codice di calcolo adatto.

Di contro esistono alcuni svantaggi. Essi sono principalmente dovuti al metodo di risoluzione analitica del set di equazioni scelto per simulare i fenomeni di filtrazione, alla griglia di calcolo e alla durata delle prove

sperimentali. Esistono poi problemi di archiviazione dei dati, essendo i fenomeni in studio molto lunghi temporalmente.

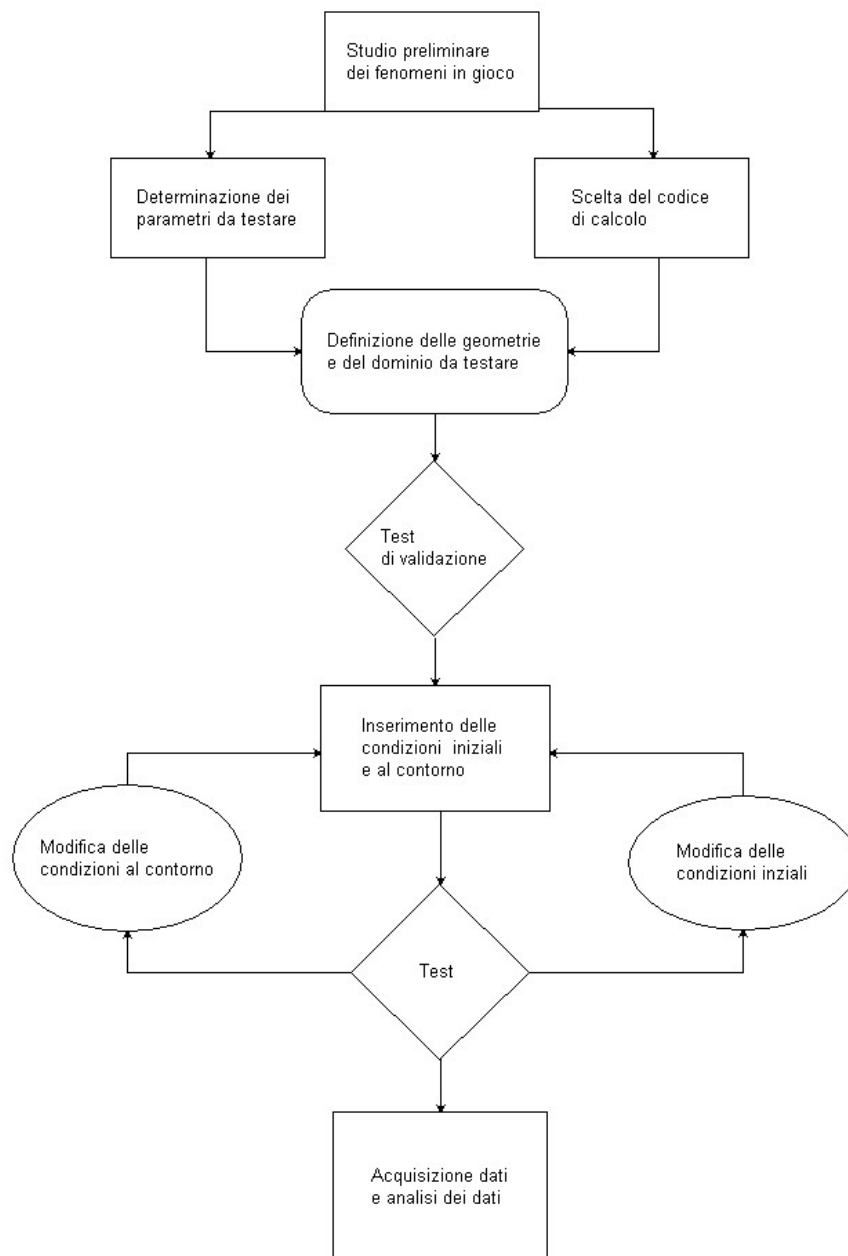


Figura 9 Diagramma di flusso: il laboratorio computazionale

3.5. Il Codice di calcolo (VS2D)

Il codice di calcolo utilizzando per dare vita al laboratorio computazionale è quello sviluppato e utilizzato da Lappala E. G. et al. (1983).

Si tratta di un software di libero utilizzo e rilasciato dalla U.S. Geological Survey.

Questo codice di calcolo risolve le equazioni di Richards (1931) alle differenze finite in un dominio discretizzato da una griglia regolare e rettangolare fitta a piacere.

Il codice si presenta con una interfaccia grafica molto intuitiva e permette di utilizzare condizioni al contorno molto diverse tra loro.

Esso possiede anche il pacchetto per il trasporto dei soluti, utilizzato per lo studio in esame.

Questo codice di calcolo è stato scelto tra tanti altri provati e testati, in conclusione risulta il più idoneo ad essere adottato per la costruzione del laboratorio computazionale.

Presenta alcuni limiti dovuti principalmente al solutore (differenze finite) che utilizza.

A titolo di esempio:

- i) Non dà la possibilità di intervenire sulle Equazioni differenziali che regolano il moto;
- ii) Non permette di partire da condizioni stazionarie, ma bisogna farle raggiungere da una condizione iniziale di moto;
- iii) Per effettuare qualsiasi modifica su una simulazione è necessario farla girare nuovamente;
- iv) La posizione della falda in condizione iniziale deve essere impostata manualmente (orizzontalmente) e non può essere fatta calcolare dal programma.

Di contro esistono però ci sono molti vantaggi:

- i) Un programma ad interfaccia grafica molto intuitiva;
- ii) Esiste la possibilità di inserire numerosi parametri, soprattutto per quel che riguarda la caratterizzazione del terreno;
- iii) Tra le condizioni al contorno è possibile inserire anche quella di seepage, ossia possibili superfici di filtrazione, utile per l'individuazione di sorgenti sospese;

-
- iv) Risolve le Equazioni di Richards alle differenze finite in un dominio 2D;
 - v) Archiviazione elettronica dei dati.

3.6. Il caso in esame: il sito di Coos Bay in Oregon

Il lavoro svolto per la tesi si basa sull'esperienza di due ricercatori statunitensi, David R. Montgomery (Department of Earth and Space Sciences, University of Washington, Seattle, Washington, USA) e William E. Dietrich (Department of Earth and Planetary Science, University of California, Berkeley, California, USA). Lo studio condotto dai due ricercatori (Montgomery, 2002) si propone di osservare e analizzare la risposta idrologica di due bacini ripidi della catena costiera dell'Oregon sia a eventi di pioggia che a esperimenti di irrigazione, per mettere in luce l'esistenza o meno di una dipendenza di questa dall'area di drenaggio e dalla pendenza del bacino.

Le osservazioni hanno rivelato che il meccanismo di generazione del deflusso in essi è dovuto allo **scorrimento ipodermico in corrispondenza della superficie di separazione tra il suolo**, relativamente profondo e altamente permeabile, e **la roccia sottostante**, poco permeabile ma variamente fratturata in superficie: durante la pioggia, l'acqua che si infiltra nel suolo raggiunge la barriera di permeabilità costituita dalla roccia sottostante, entra nelle fratture superficiali di questa e, incontrando in alcuni punti resistenza all'infiltrazione, si accumula fino a raggiungere il suolo dove forma delle zone sature, dette **falde sospese**, alimentate dal flusso verticale nella zona non satura, che danno luogo al deflusso subsuperficiale, che emerge poi alla base del versante.

I risultati dell'analisi mostrano che il tempo di risposta del bacino nel generare deflusso subsuperficiale dipende dall'area di drenaggio, cioè dall'area contribuyente, ma non dalla pendenza del versante. Ciò implica che i modelli di trasporto utilizzati per descrivere il deflusso subsuperficiale, che si basano sulla legge di Darcy, e quindi sul criterio di assegnazione della direzione di drenaggio in base alla massima pendenza, non descrivono in maniera corretta il deflusso subsuperficiale, perché implicano una forte dipendenza dalla pendenza del versante. Secondo tali modelli, infatti, la risposta idrologica dei bacini ripidi è più rapida di quella relativa a bacini a debole pendenza, il che contraddice i risultati emersi dall'esperienza di Montgomery e Dietrich. Al contrario, il

TOPMODEL, altro modello utilizzato per lo studio del deflusso subsuperficiale e che si basa, invece, sul criterio della similitudine idrologica, non tiene affatto conto della direzione del moto, anzi assume una risposta idrologica istantanea, la cui intensità dipende dall'indice

topografico $\frac{\ln A}{\sin \vartheta}$ (dove A è l'area di drenaggio per unità di larghezza del contorno e ϑ è la pendenza locale). Tra i due modelli, quindi, il TOPMODEL, risulta quello che meglio descrive il meccanismo di generazione del deflusso subsuperficiale.

I risultati supportano quindi la seguente interpretazione fornita da Montgomery e Dietrich: il meccanismo di generazione del deflusso subsuperficiale è controllato da un'area localizzata al di sotto della superficie del suolo, detta area contribuente, alimentata dal flusso verticale non saturo che rappresenta il fattore principale che controlla i tempi di risposta del bacino.

3.6.1. Le caratteristiche del Bacino CB1

L'area di studio comprende due bacini adiacenti, non canalizzati, situati lungo il crinale di Mettman Ridge, a circa 15 km a Nord della baia Coos Bay, nella catena costiera dell'Oregon (Oregon Coast Range).

Il caso di studio riguarda il bacino sperimentale denominato CB1 che si trova nell'Oregon Coast Range, USA (Montgomery e Dietrich, 2002). Il versante ha un'area di 860 m² ed una pendenza media di 43°. La superficie è caratterizzata da un suolo permeabile con spessore variabile e un sottosuolo roccioso caratterizzato da fratture diffuse e localizzate e copertura vegetale in superficie. Le misure di conducibilità idraulica indicano che il valore di conducibilità a saturazione del suolo è variabile per almeno due ordini di grandezza, mentre quella del sottosuolo di almeno 5 ordini di grandezza all'interno dello stesso versante. I valori medi delle permeabilità sono risultati pari a $K_{sr}=1.00 \cdot 10^{-4}$ m/s per il suolo e $K_{br}=4.70 \cdot 10^{-5}$ m/s per il sottosuolo. Tali valori di conducibilità non sono da considerarsi un valore medio spaziale poiché i piezometri di misura sono posizionati in modo non uniforme nel bacino.

La portata in uscita dal versante è stata misurata nella testa di canale posta alla base del bacino CB1. Il periodo monitorato è di 120

giorni e la pioggia registrata e la portata in uscita sono riprodotti nella Figura 4 del lavoro di Montgomery e Dietrich (2002), i cui valori vengono qui riportati per completezza nella Figura 10.

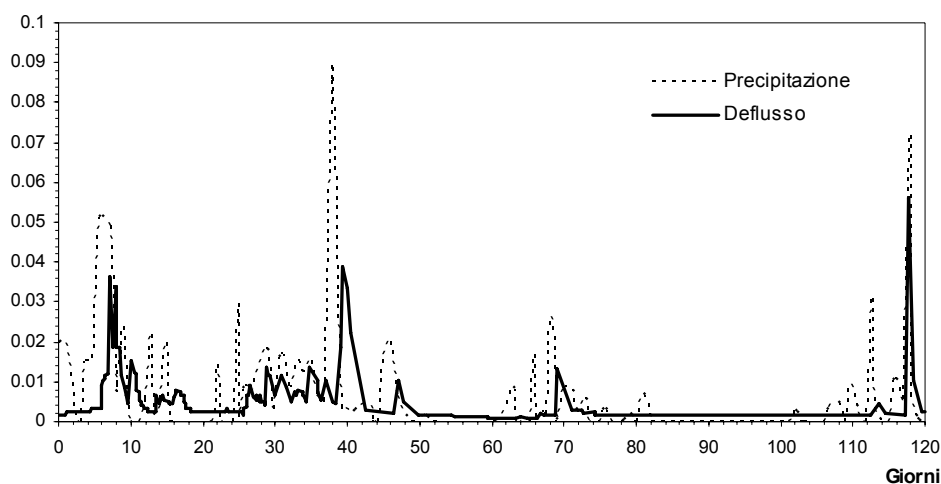


Figura 10 Evento di pioggia e deflusso nel canale di chiusura osservati da Montgomery e Dietrich (2002)

3.7. Impostazione del modello

Il bacino preso in esame è il bacino CB1. Attraverso le informazioni fornite dall'articolo è stato possibile ricostruire il dominio all'interno del quale si vuole simulare il processo di generazione del deflusso e assegnare i parametri richiesti dal modello.

I parametri sono quelli di definizione del dominio (model definition inputs) e quelli di flusso (flow parameter inputs).

I parametri di definizione del dominio includono:

- dimensioni del dominio;
- condizioni iniziali e al contorno;
- discretizzazione spazio-temporale del dominio (utilizzata dal programma per risolvere l'equazione di Richards).

I parametri di flusso sono:

- permeabilità a saturazione;
- porosità;
- immagazzinamento specifico;

- parametri delle pedofunzioni che vengono utilizzate dal programma per risolvere le equazioni di Richards.

Le pedofunzioni rappresentano le curve caratteristiche del terreno che esprimono, per ogni terreno, la relazione che lega il contenuto di acqua, il carico capillare e la permeabilità tra loro. Tali parametri vengono specificati sia per il suolo che per la roccia sottostante. Il bacino presenta un profilo laterale avente le seguenti caratteristiche geometriche :

lunghezza	~ 50m
quota	~ 40m
angolo al piede	43°

Tabella 2 Caratteristiche geometriche del versante

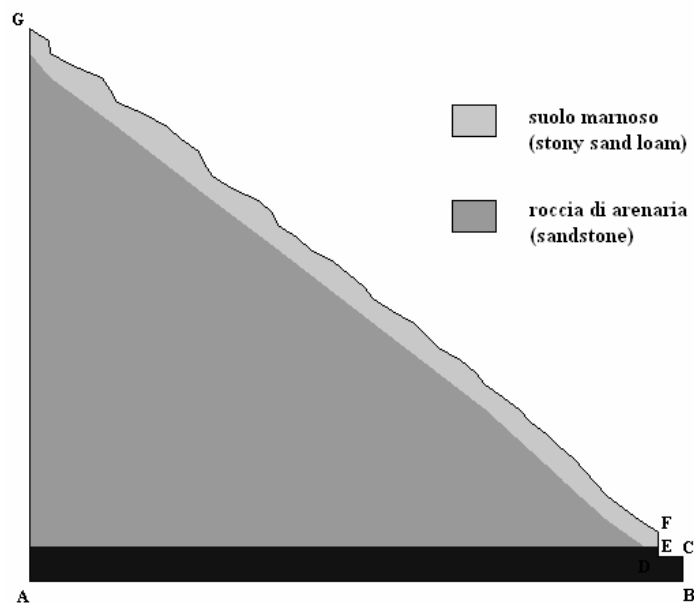


Figura 11 Caratteristiche geometriche del versante

A (0; 45) D (51,2; 43) G (0; 0)
 B (53,2; 45) E (51,2; 42,19)
 C (53,2; 43) F (51,2; 41)

E' costituito da un suolo marnoso di spessore pari a ~2m coprente una roccia di arenaria, caratterizzati dai seguenti parametri:

	suolo	roccia
permeabilità a saturazione (isotropa)	$8,64 \frac{m}{g}$	$4,06 \frac{m}{g}$
porosità	0,5	0,35
immagazzinamento specifico	0	0
parametri delle curve caratteristiche del terreno	$\mathcal{G}_r = 0,15$ $\alpha = 0,847$ $\beta = 4,8$	$\mathcal{G}_r = 0,072$ $\alpha = 1,04$ $\beta = 6,9$

Tabella 3 Caratteristiche dei suoli

I valori delle permeabilità a saturazione rappresentano dei valori medi. Quello della roccia è relativo alla parte superficiale fratturata di questa. I valori dei parametri delle curve caratteristiche del terreno, non essendo noti, sono quelli relativi rispettivamente alle categorie di SANDY LOAM e di FINE SAND, forniti dagli sviluppatori del codice, ma assunti da Carsel, (1988), Brooks (1964) e in alcuni casi dal database UNSODA del Servizio di Ricerca Agricola degli stati uniti. Le condizioni iniziali corrispondono alle condizioni di equilibrio di falda orizzontale posta a ~42m dal piano campagna.

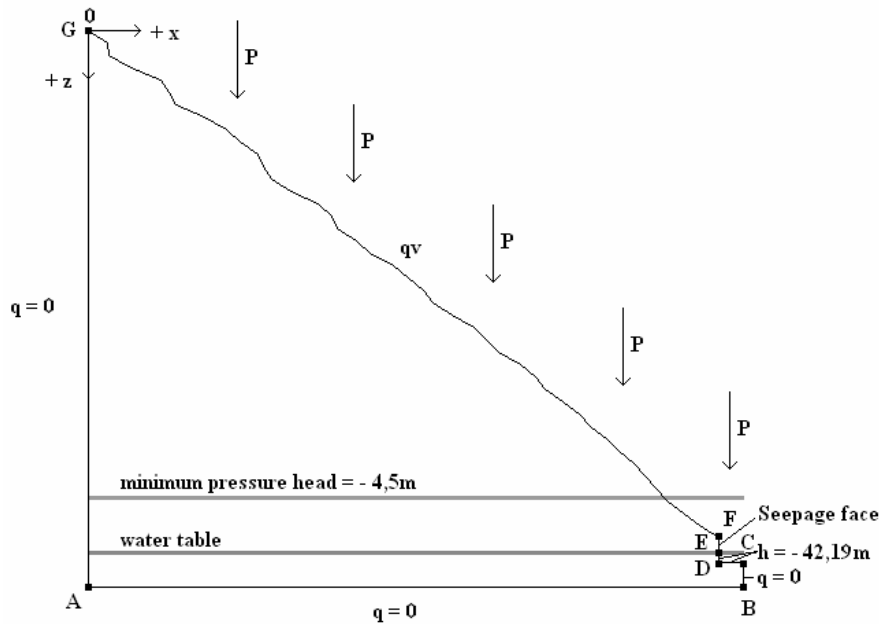


Figura 12 Condizioni iniziali e al contorno

Poiché ci interessa studiare i processi coinvolti nella generazione del deflusso a seguito di precipitazioni, assegniamo ai contorni AG e BC condizioni di flusso nullo. Anche al contorno AB assegniamo la stessa condizione al contorno, perché generalmente si assume che la base del versante poggia su uno strato impermeabile. Ai contorni CD e DE viene assegnato un carico totale pari alla profondità della falda rispetto allo zero di riferimento in corrispondenza della superficie del suolo. Il contorno EF rappresenta una superficie di seepage attraverso la quale il flusso lascia il sistema. Si sviluppa quando il potenziale totale è uguale al potenziale geodetico. Non è noto a priori, ma viene calcolato come parte della soluzione. Il tipo di condizione al contorno del tratto superficiale FG può variare nel tempo. Se la superficie del suolo non viene saturata durante la pioggia, e quindi non si forma scorrimento superficiale (ponding), allora si specifica come condizione al contorno il valore del flusso entrante uguale all'intensità della precipitazione. Se invece la superficie del suolo raggiunge la saturazione, e il tasso d'infiltrazione dell'acqua nel suolo diminuisce fino ai valori inferiori all'intensità di pioggia, allora parte di questo contorno può essere controllato da un valore dell'altezza di pressione uguale all'altezza dell'acqua che si accumula in superficie.

Inoltre, in condizioni asciutte il flusso entrante può essere uguale al tasso di evaporazione. Nel caso in esame non è stato osservato scorrimento superficiale e viene trascurato il fenomeno di evapotraspirazione, quindi, la condizione al contorno del tratto superficiale FG è quella di un flusso verticale entrante pari all'intensità di pioggia. I flussi verticali entranti sono stati ricavati dallo ietogramma fornito dall'articolo che rappresenta le piogge che interessano il bacino in un periodo di 120 giorni. E' stato discretizzato in 52 periodi di ricarica, ognuno caratterizzato da un valore significativo del flusso entrante.

Il versante è stato suddiviso in 14400 celle ($0,44m \times 0,38m$), all'interno delle quali vengono specificati i parametri del flusso e quindi calcolate le soluzioni del problema. Una serie di simulazioni preliminari ha consentito di ricavare un set ottimale dei parametri di convergenza del modello. Successivamente, sono state effettuate diverse simulazioni volte allo studio dei processi di generazione del deflusso.

3.8. Campagna di simulazioni

Lo schema concettuale consiste nel considerare uno strato superficiale più permeabile di suolo di spessore 2 metri che sovrasta il substrato meno permeabile della roccia sottostante. Tale schema è simile all'illustrazione della Figura 8 di Montgomery e Dietrich (2002). Il dominio è rappresentato nella Figura 13. Le condizioni al contorno sono di impermeabilità (in basso, a sinistra e all'estrema destra del contorno), di flusso verticale imposto sulla superficie (pioggia), il carico piezometrico costante e il carico totale sul canale sulla destra. Tutto il resto del dominio è considerato come una superficie attraversabile con condizione di "seepage", ossia impermeabile fino a che si raggiunge la saturazione, nel qual caso la pressione viene posta uguale a zero. La condizione iniziale è stata ottenuta imponendo una ricarica costante fino ad ottenere un deflusso pari a quello osservato da Montgomery e Dietrich (2002) all'inizio dell'osservazione. Sono state anche effettuate simulazioni di trasporto di inquinante. Lo scopo è di marcare la pioggia con del soluto e seguirne il movimento al fine di determinare (i) le dinamiche di trasporto e (ii) separare il contributo dell'acqua vecchia con quella nuova di pioggia.

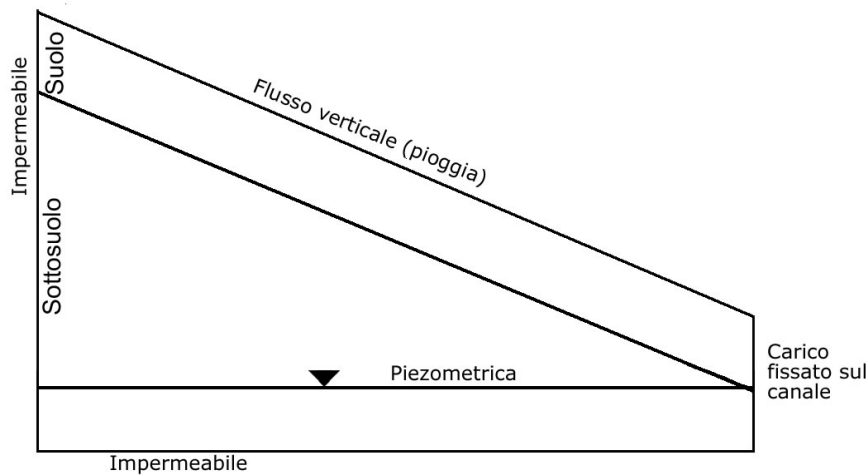


Figura 13 Rappresentazione schematica del dominio preso in esame in cui compare la saturazione e la velocità nel caso $K_s=10K_{sr}$ e $K_b=K_{br}$

3.8.1. Descrizione dei processi

La simulazione che viene utilizzata per illustrare i principali meccanismi di trasformazione afflussi-deflussi è quella ottenuta con la conducibilità del suolo (K_s) e del substrato roccioso (K_b) uguali rispettivamente a $K_b=K_{br}$ e $K_s=10K_{sr}$. La Figura 14 mostra il campo di saturazione a due differenti momenti dell'evento di pioggia relativi ai picchi massimi presentatisi: 8 giorni (a) e 40 giorni (b). I segmenti di retta rappresentano i vettori velocità in ogni cella del dominio. Entrambe le figure rappresentano un ingrandimento sull'area nei pressi della sezione di chiusura. Si può notare come, a causa del contrasto di permeabilità, si sviluppi uno scorrimento preferenziale nel suolo in corrispondenza della superficie di separazione tra esso ed il substrato roccioso sottostante. In nessuna simulazione si è osservata la saturazione del suolo. L'ipotesi di falda sospesa non sembra quindi verificata nelle simulazioni effettuate nel presente studio. La frazione di pioggia che permea nel substrato dipende dal rapporto tra le due conducibilità dei terreni.

Il tempo di residenza nel substrato roccioso è generalmente elevato e dipende dalla lunghezza del percorso necessario per raggiungere la falda e, successivamente, la sezione di chiusura. Quindi, la ricarica della falda avviene in maniera proporzionale alla distanza tra la superficie di separazione suolo/substrato e la falda medesima, come è lecito

attendersi. Nei pressi della sezione di chiusura questa distanza diminuisce e il fenomeno di ricarica (anche se localizzato) dà vita al processo di innalzamento descritto nel capitolo 2 chiamato “groundwater ridging”. Di conseguenza, nei pressi della sezione di chiusura si origina una zona di “sovrizzo” piezometrico a monte del quale si genera un vero e proprio spartiacque sotterraneo, che si sposta verso monte al proseguire dell’evento di pioggia: la localizzazione approssimata dello spartiacque è mostrato dalla barra verticale sovrapposta alle Figure 14. Il fenomeno del “sovrizzo” piezometrico crea una vera e propria divisione dell’acqua sotterranea in due differenti zone: una che tende a incrementare la portata nel canale di valle e l’altra che invece sostiene la ricarica della falda a monte. L’ampiezza ed estensione di tale sovrizzo dipende dall’importanza dell’evento di pioggia ed influenza il movimento dello spartiacque verso monte (quando la pioggia è insistente) e verso valle (quando la pioggia cessa). Questo fenomeno è spesso associato allo SSF (Hewlett, 1974; Dunne and Leopold, 1978) precedentemente descritto. Si ritiene generalmente che questi fenomeni siano legati strettamente al ruolo della frangia capillare.

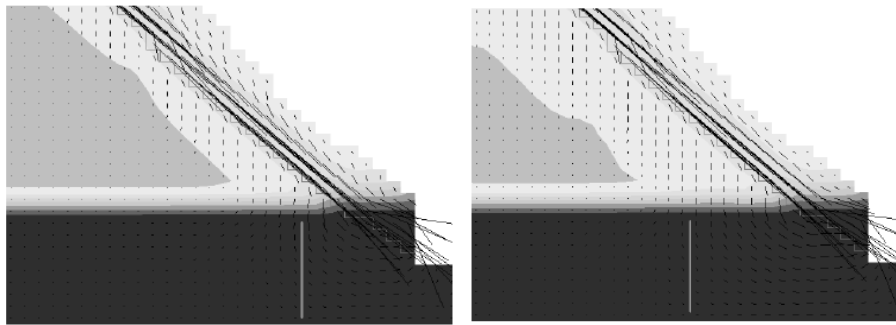


Figura 14 Formazione del “sovrizzo” piezometrico (ridging) dovuto alla ricarica localizzata in prossimità della base del versante (SSF); (a) $t=8$ giorni, (b) $t=40$ giorni.

Concludendo, è possibile affermare che nella particolare configurazione adottata il principale meccanismo nella generazione del deflusso sia lo SSF, dove l’accoppiamento suolo-roccia gioca un ruolo estremamente importante nella movimentazione e concentrazione dell’acqua sotterranea.

3.8.2. Importanza della conducibilità idraulica nella generazione del deflusso

E' stata condotta una serie di simulazioni volte ad individuare l'impatto che la variazione di conducibilità dei terreni ha nella generazione del deflusso. Le simulazioni effettuate in una fase preliminare dello studio sembrano indicare che la permeabilità rivesta un ruolo assai importante nei meccanismi di generazione del deflusso, mentre gli altri parametri sono risultati essere meno importanti. Per questo motivo, questi ultimi sono mantenuti costanti in tutte le simulazioni, compresi i parametri delle funzioni di Van Genuchten..

Il primo set di simulazioni riguarda due modelli concettuali spesso utilizzati nella letteratura, e cioè: (i) versante omogeneo, condizione che annulla il contrasto di conducibilità tra suolo e substrato, (ii) formazione rocciosa impermeabile. La portata in uscita dal versante in funzione del tempo è rappresentata in Figura 15. Le simulazioni riguardano le due configurazioni di permeabilità $K_b = K_{br}$, $K_b = 10K_{br}$ e $K_s = K_{sr}$, $K_s = 10K_{sr}$ rispettivamente. Lo schema nella Figura 16 illustra i processi che si generano nei casi di versante omogeneo (a) o di sottosuolo impermeabile (b).

Nel primo caso (versante omogeneo) il tempo di residenza dell'acqua dipende dalla distanza dalla sezione di chiusura e il fenomeno di "ridging" è visibile solo nelle zone in cui la falda è prossima alla superficie del versante. L'acquifero risponde alla pioggia in modo relativamente rapido, ma rimangono immagazzinati nel versante notevoli quantità d'acqua, rilasciata molto lentamente attraverso il deflusso di base nella sezione di chiusura. Si può vedere tale fenomeno nella Figura 15 (linea continua), la quale possiede delle curve di esaurimento molto regolari e a pendenza molto bassa.

Nel secondo caso (sottosuolo impermeabile) tutta l'acqua piovuta scorre attraverso i 2 metri di suolo superiore. In questo caso il tempo di residenza medio è più rapido che nel caso precedente, essendo lo scorrimento favorito dalla alta conducibilità del suolo ed il deflusso nel substrato completamente assente. Le portate al colmo dell'idrogramma di piena (linea tratteggiata) sono maggiori che nel caso precedente e la risposta all'ingresso di pioggia è quasi contemporanea. È interessante notare come lo svuotamento del versante sia molto rapido; ciò è mostrato dalla forte pendenza delle curve di esaurimento della portata. In questo caso i volumi immagazzinati assumono valori molto bassi. È necessario

notare come, a parità del fenomeno perturbativo della pioggia, la risposta delle due configurazioni sia molto diversa.

Una situazione intermedia si verifica quando è presente un contrasto di permeabilità tra suolo e substrato roccioso (caso (c) della Figura 16). Il rapporto K_s/K_b determina la proporzione di pioggia che si infiltra in profondità (flusso lento) e la quantità che scorre nel suolo (flusso veloce). In questa situazione il fenomeno dello SSF assume un'importanza fondamentale, come illustrato nei capitoli precedenti. I risultati delle simulazioni sono presentati nella Figura 17, che descrive la variazione della portata nel tempo nel caso in cui il valore di K_b sia mantenuto costante e la permeabilità del suolo K_s sia variata per ordini di grandezza. Il deflusso osservato è rappresentato dalla linea grigia.

Il versante risponde ai picchi della pioggia molto rapidamente ed i picchi risultano quasi sincroni con i valori osservati. La rapidità della risposta del bacino è dovuta principalmente ai fenomeni di scorrimento all'interfaccia tra i materiali con conducibilità diversa. In particolare è il rapporto K_s/K_b che determina la frazione di pioggia che si muove lungo il suolo e la rapidità con la quale viene arricchita la portata nel canale di valle. Un aumento della conducibilità del substrato favorisce il lento scorrimento sotterraneo allungando i tempi di risposta, ma garantendo un lento rilascio di acqua immagazzinata nel tempo, come è possibile osservare nelle code che seguono i colmi di portata.

Nella Figura 18 vengono mostrati gli idrogrammi in uscita per alcuni valori delle permeabilità del suolo e del substrato, mantenendo costante il rapporto K_s/K_b e pari a 10. Tutti i colmi, eccetto l'ultimo, sembrano essere riprodotti abbastanza bene dalla configurazione $K_s = 100K_{br}$, $K_b = 10K_{br}$.

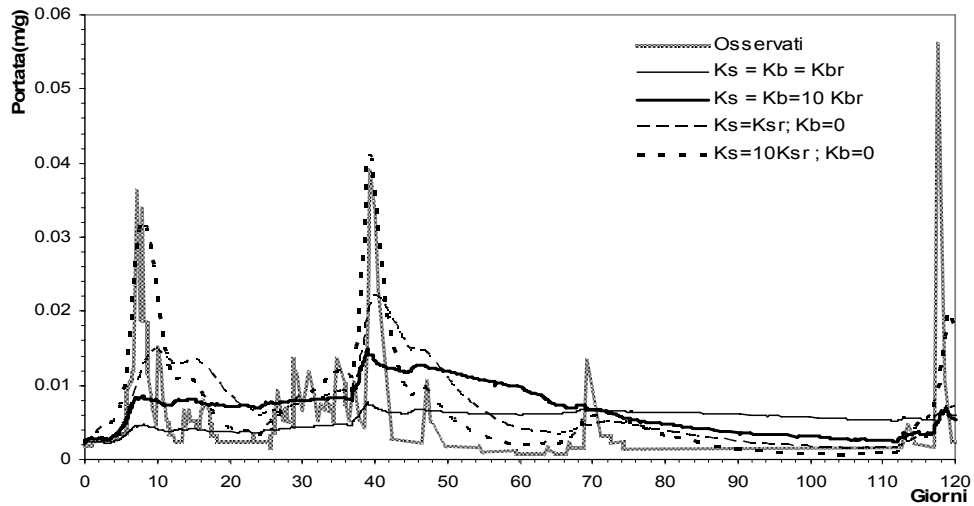


Figura 15 Portata uscente per il versante omogeneo con i valori di $K_s = K_b = K_{br}$, 10 e volte tale valore (linee continue). Con le linee tratteggiate si indicano le configurazioni in cui il sottosuolo è considerato impermeabile e si fa variare la conducibilità del suolo.

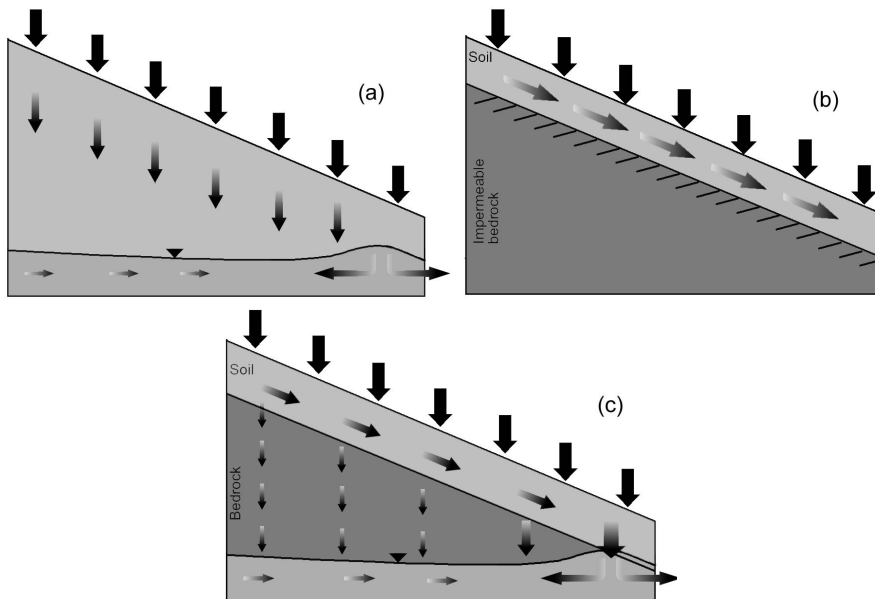


Figura 16 Schema illustrativo delle tipologie di versanti considerati: (a) versante omogeneo, (b) formazione rocciosa impermeabile, (c) sistema accoppiato.

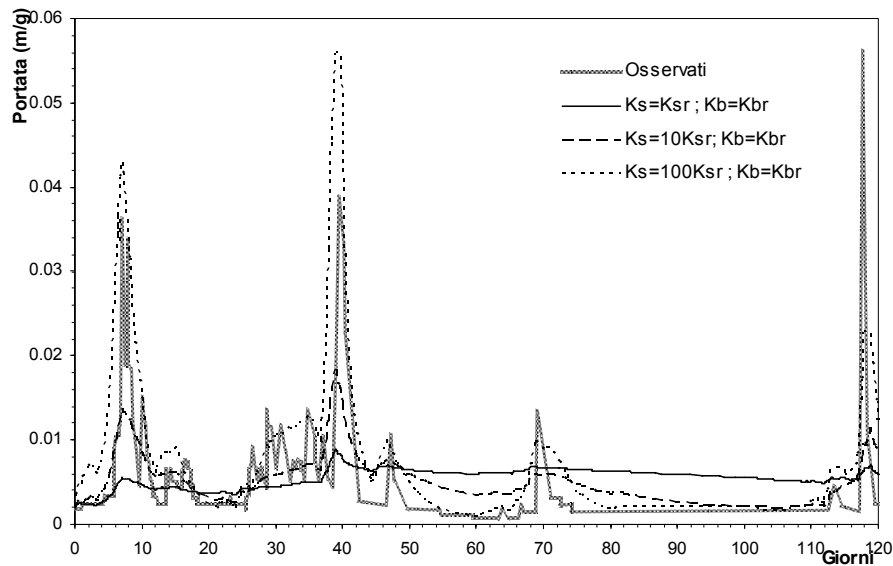


Figura 17 Sono presentati i risultati ottenuti mantenendo fisso K_b e pari al valore K_{br} e facendo variare la conducibilità del suolo K_s di due ordini di grandezza.

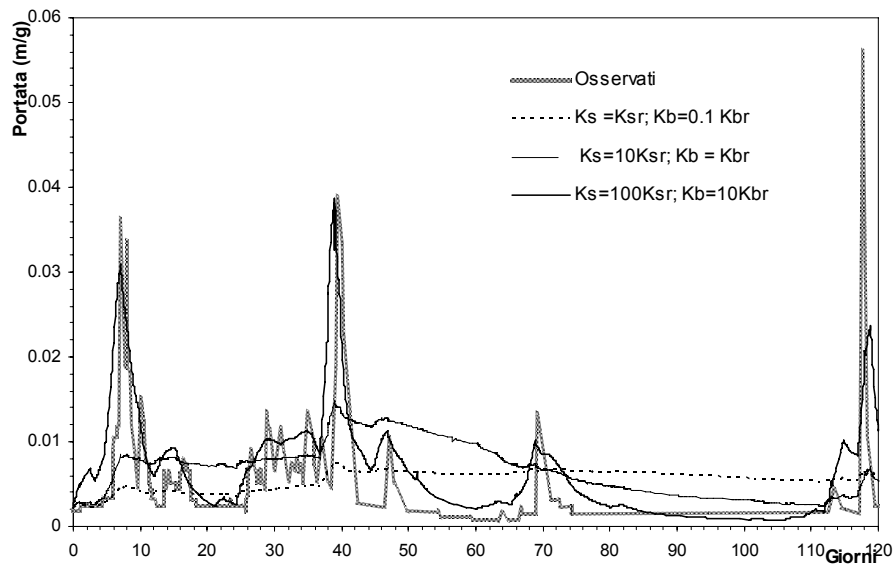


Figura 18 Sono presentati i risultati mantenendo costante il rapporto tra le conducibilità del suolo e del sottosuolo. Tale rapporto K_s/K_b è pari a 10.

3.8.3. Il trasporto di soluto e il contributo dell'acqua preesistente al deflusso

La percentuale di acqua pre-evento, o “acqua vecchia”, contribuente al deflusso nel canale è studiata attraverso l'analisi del trasporto dei traccianti passivi. Il metodo consiste nel contrassegnare la pioggia con una concentrazione costante al fine di tracciare la massa di soluto che arriva nel canale. L'utilizzo di traccianti nello studio idrologico a scala di bacino e di versante ha consentito negli anni di aggiungere nuove informazioni sui processi che riguardano il flusso dell'acqua all'interno di questo:

- velocità del flusso dell'acqua;
- presenza di percorsi preferenziali e di macropori all'interno del terreno;
- contributo di acqua immagazzinata dal bacino prima dell'evento di pioggia al deflusso nel canale.

I traccianti utilizzati nei bacini sono composizioni chimiche costituite da uno o più isotopi di ossigeno e di idrogeno. Gli isotopi sono atomi di uno stesso elemento che hanno massa diversa: hanno un uguale numero di protoni, quindi un uguale numero atomico, e un diverso numero di neutroni, perciò un diverso numero di massa. Poiché gli isotopi fanno parte della molecola dell'acqua, sono in grado di seguire i percorsi del flusso dell'acqua direttamente all'interno del bacino. Da recenti studi eseguiti mediante l'uso di traccianti su bacini umidi è emerso che il maggior contributo al deflusso, a seguito di un evento meteorico, è quello fornito dall'acqua già presente nel bacino prima dell'evento di pioggia: l'acqua immagazzinata in esso viene spinta ad uscire dal bacino dall'acqua che si infiltra durante la precipitazione. Questo fenomeno coinvolge necessariamente il deflusso subsuperficiale. Pertanto, è definito come acqua di falda che viene sostituita da acqua di infiltrazione durante la pioggia, man mano che questa raggiunge la falda, ed è quindi acqua antecedente l'evento di pioggia. Dalle misure della concentrazione di tracciante entrante nel bacino prima dell'evento di pioggia, della concentrazione di questo nel canale dopo la pioggia e della quantità di acqua di pioggia che si infiltra nel bacino possiamo separare l'idrogramma in due componenti: una che rappresenta il contributo dovuto alla pioggia che si infiltra, e l'altra che rappresenta l'acqua immagazzinata dal bacino prima dell'evento.

Secondo Beven (2003) , il fatto che il ramo ascendente dell'idrogramma sia spesso corrispondente a deflusso dovuto ad acqua "vecchia" rivela che la sostituzione di questa con quella "nuova" avviene rapidamente, nonostante le velocità dello scorrimento sotterraneo siano generalmente assunte molto minori di quelle dello scorrimento superficiale. Ci si pone allora la domanda: "Come può il deflusso sotterraneo fornire un contributo al deflusso così grande nonostante sia caratterizzato da basse velocità?". La risposta sta nelle caratteristiche del moto del flusso e, in particolare, nella zona satura. E' diverso parlare di velocità del flusso dell'acqua e di velocità con la quale una perturbazione nella zona satura si propaga come un'onda di pressione (celerità). In questo caso il tipo di perturbazione è la ricarica della falda da parte dell'acqua che percola nel terreno durante un evento di pioggia. La teoria suggerisce che, una perturbazione infinitamente piccola in corrispondenza della superficie della falda si propaga velocemente e infinitamente. Perturbazioni più grandi, invece, producono un'onda che si propaga con una bassa celerità, la cui intensità è funzione inversa della capacità di immagazzinamento effettiva (uguale alla differenza tra il contenuto di acqua nel suolo immediatamente sopra la falda e quello di saturazione). In un suolo umido o vicino alla superficie della falda, la capacità di immagazzinamento effettiva può essere molto piccola, di conseguenza, la celerità dell'onda può essere molto più alta della velocità attuale del flusso. L'incremento della portata nel canale durante un evento, allora, dipenderà più dai carichi idraulici all'interno del sistema, che sono controllati dalle velocità locali dell'onda, piuttosto che da quelle del flusso della falda. Così, se la portata nel canale inizia ad aumentare prima ancora che la falda abbia avuto il tempo di ricaricarsi e provvedere ad alimentare il deflusso nel canale, l'acqua che si riversa nel canale è acqua immagazzinata nella zona alla base del versante, a monte del canale, prima dell'evento di pioggia perché spinta fuori da quella che si infiltra durante la pioggia. Questo è quello che succede nel caso di deflusso dovuto al fenomeno di ricarica della falda. Naturalmente, avviene anche nella zona non satura, ma in questo caso è molto più complicato perché dipende dalla mobilità dell'acqua immagazzinata nei pori e dagli effetti del flusso all'interno dei vuoti strutturali presenti nel suolo.

Anche nello studio in esame, si è voluto simulare il moto di dispersione di un tracciante all'interno del versante al fine di determinare

il contributo dell'acqua di pre-evento immagazzinata nel bacino prima del periodo di piogge, all'idrogramma del caso $10k_s, k_b$.

Le condizioni iniziali e al contorno relative al soluto che sono state aggiunte sono:

- l'acqua che si infila al tempo $t = 0$ è priva di soluto;
- la precipitazione è uniforme sulla superficie del suolo;
- il flusso del soluto è verticale;
- la concentrazione del soluto nell'acqua è costante e pari a 1 per ogni periodo di ricarica;
- i contorni della sezione non permettono la dispersione del soluto: il soluto può uscire soltanto dai contorni dove può uscire l'acqua.

Anche in questo studio il contributo dell'acqua di pioggia (acqua nuova) è determinato per differenza. La Figura 19 mostra la portata totale e quella dell'acqua nuova nel caso $K_s = 10K_{sr}$, $K_b = K_{br}$. La Figura mostra chiaramente che la maggior parte del deflusso è garantita dalla acqua vecchia, che è messa in movimento dai gradienti di pressione alla base del versante dal fenomeno di SSF già precedentemente illustrato. Il contributo dell'acqua nuova aumenta nel tempo. La simulazione è stata prolungata di 60 giorni in assenza di pioggia, per studiare il fenomeno di esaurimento del trasporto. Si nota come la pendenza della curva di esaurimento del deflusso totale e quella del deflusso dell'acqua nuova siano diverse. In particolare quella del soluto è meno pendente e più persistente nel tempo. Questo fenomeno è stato individuato anche da altri studiosi (Kirchner, 2000; Lindgren et al., 2004) ed è principalmente dovuto alla differenza del tempo di residenza delle particelle di soluto all'interno del versante e dal rilascio di acqua sotterranea con il meccanismo di "rigging" già illustrato. Sono questi due fenomeni che influenzano la curva di esaurimento dell'acqua nuova.

La percentuale di acqua vecchia nel deflusso è stata determinata con simulazioni numeriche e risulta molto alta, spesso prossima al valore medio 75% osservato in numerosi siti sperimentali (Buttle, 1994).

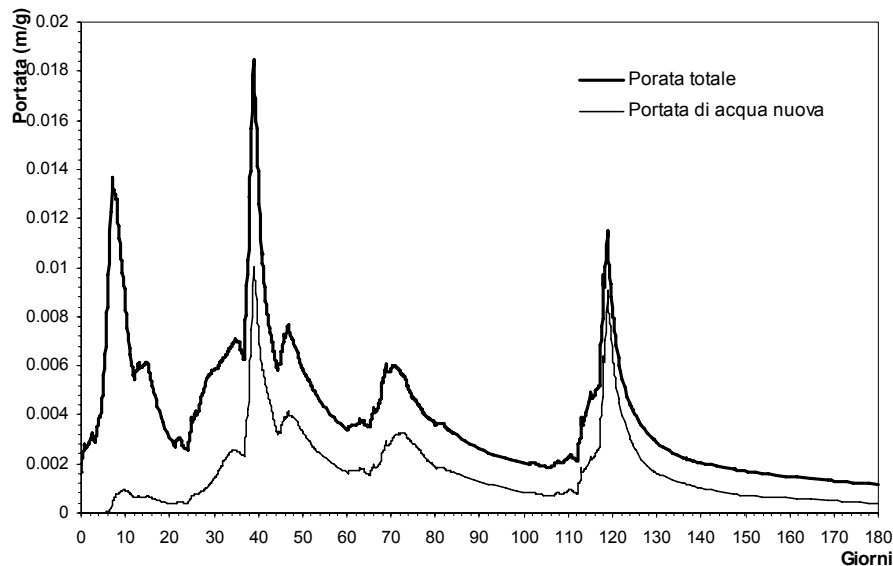


Figura 19 Viene illustrata la variazione della portata nel tempo. La portata totale è rappresentata dalla linea scura e l'acqua nuova da quella più sottile. Il caso preso in esame ha i seguenti valori di conducibilità: $K_s = 10K_{sr}$, $K_b = K_{br}$.

3.9. Prime conclusioni

Nella presenta fase di studio si è studiata la generazione dei deflussi in versanti a forte pendenza mediante una serie di esperimenti numerici 2D. Il caso di studio è il bacino sperimentale denominato CB1 (Montgomery e Dietrich, 2002). Sulla base delle simulazioni effettuate, si possono tracciare le prime seguenti conclusioni.

(i) La generazione del deflusso è principalmente determinata dallo scorrimento preferenziale dell'acqua attraverso il suolo a causa del contrasto di conducibilità con la formazione rocciosa sottostante. Tale meccanismo guida il fenomeno del Subsurface stormflow (SSF), che determina la formazione di un innalzamento locale della falda nel pressi della sezione di chiusura del bacino chiamato "rigging"; tale innalzamento si propaga verso monte al persistere della pioggia. In ultimo, la conducibilità del suolo e della roccia giocano il ruolo più importante nel deflusso sotterraneo del bacino.

(ii) Il contrasto di conducibilità all'interfaccia tra suolo e sottosuolo determina flussi preferenziali di scorrimento dell'acqua. È

quindi da considerarsi sempre accoppiato il sistema suolo/sottosuolo nella generazione dei deflussi.

(iii) La risposta temporale del versante all'evento di pioggia è compatibile con le osservazioni sperimentali, ed è quindi possibile affermare che le equazioni di Richards siano adeguate a descrivere i fenomeni di deflusso sotterraneo e la determinazione della trasformazione afflussi-deflussi, almeno per i casi oggetto del presente studio;

(iv) Le simulazioni sul trasporto di soluto indicano che in molti casi l'acqua pre-evento contribuisce in misura determinante al deflusso.

I risultati ottenuti nel presente lavoro sono stati ottenuti sulla base di alcune semplificazioni, effettuate al fine di una descrizione semplificata dei fenomeni che avvengono nel versante. L'adozione di una schematizzazione 2D potrebbe inoltre trascurare una serie di informazioni preziose sui flussi laterali verso la sezione di chiusura. Una nuova serie di simulazioni, caratterizzata da una maggiore complessità nella descrizione del sistema e dei fenomeni fisici, potrebbe fornire una visione più completa dei meccanismi di generazione del deflusso che avvengono nei versanti a forte pendenza.

4. Studio della distribuzione dei tempi di residenza nei versanti omogenei

4.1. Premessa

“Ogni sostanza comune o estranea al sistema suolo che, aggiunta ad esso, direttamente o indirettamente, ne influenza negativamente la produttività è definita come inquinante del suolo” (Renne, 1966). L'inquinamento del suolo può essere definito come un'alterazione degli equilibri chimici e biologici che in esso avvengono, causata dall'apporto di sostanze estranee o da sostanze in eccesso. I problemi di inquinamento del suolo rispecchiano il duplice effetto:

I. di modificazione delle caratteristiche proprie del suolo (perdita della fertilità), di danneggiamento degli usi estetici e ricreativi, di presenza di agenti infettivi, maleodoranti, tossici, infiammabili...sul suolo stesso;

II. di trasmissione e trasporto degli agenti inquinanti (chimici e batteriologici) nelle acque sotterranee, con conseguente compromissione della qualità ad uso alimentare.

Resta tuttora aperto il problema della valutazione dello stato di inquinamento in quanto non esistono, in pratica, metodi di laboratorio chimici o biologici, atti a misurare, in termini assoluti, lo “scadimento” di produttività. La situazione è naturalmente diversa se si prendono in considerazione tipi specifici di inquinamento quali, ad esempio, l'inquinamento da fitofarmaci, da detersivi, da olii minerali, da idrocarburi, da metalli pesanti e così via. In questo caso il contenuto dei singoli inquinanti fornisce già una misura, sia pure approssimativa, dello stato di contaminazione. La contaminazione dei suoli può avvenire attraverso lo sversamento accidentale di sostanze sulla superficie del suolo e/o con la diretta introduzione di contaminanti nel sottoterraneo, come nel caso di suoli inquinati da idrocarburi derivanti da perdite di oleodotti o di serbatoi interrati. Quando un contaminante (composto chimico) entra nel suolo, viene ad essere sottoposto ad una varietà di trasformazioni fisiche, chimiche e biologiche all'interno della matrice solida sia alla microscala che alla macroscala. Alla microscala queste trasformazioni possono risultare nella partizione dei contaminanti all'interno della matrice del suolo. Il contaminante può essere distribuito come gas nella fase gassosa del suolo, disciolto nell'acqua presente nei pori, o associato

con particelle di suolo come pure in forma di prodotto libero. Le proprietà geo-fisico-chimiche del suolo sono strumenti molto importanti nel determinare il destino di un contaminante. Grazie a complesse interazioni con la matrice del suolo (fenomeni di adsorbimento, intensa attività biotica, capacità tampone), i suoli spesso mitigano gli effetti potenzialmente tossici del contaminante, provvedendo inoltre come supporto fisico e solido per proteggere e stabilizzare i microrganismi ed i loro costituenti cellulari. Un composto chimico, una volta entrato in contatto con il suolo, è soggetto a diversi processi, di natura abiotica e/o biotica, che possono comportarne trasformazioni di natura fisica e chimica; le trasformazioni che il composto subisce dipendono essenzialmente dalla sua natura e dalle caratteristiche fisiche, chimiche e biologiche del terreno. L'attenuazione del carico inquinante dovuto al transito delle sostanze attraverso il terreno può essere definito con il termine di "potere autodepurante" in quanto le reazioni che avvengono determinano generalmente una riduzione delle concentrazioni.

I principali fattori che determinano tale comportamento sono raggruppabili in processi fisici, chimici e biologici.

Nell'ambito dei processi fisici si hanno i seguenti fenomeni (Langmuir D., 1972; UNESCO 1980):

- Dispersione. Provoca la diluizione degli inquinanti ed è inversamente proporzionale alla porosità del mezzo;
- Filtrazione. Favorisce la riduzione delle quantità di sostanze associate alle particelle colloidali o di dimensioni superiori; la sua efficacia è massima in terreni con elevato contenuto di argilla e minima in quelli ghiaiosi e fratturati;
- Movimenti gassosi. Favoriscono la decomposizione aerobica delle sostanze organiche e aumentano la velocità di decomposizione; in tali situazioni si ha la predominanza di costituenti mobili e di condizioni ossidanti.

Per quanto riguarda i processi chimici si hanno:

- Adsorbimento/Desorbimento. Lo scambio ionico può trattenere in modo temporaneo i cationi e in parte gli anioni sulla superficie delle argille o di altre sostanze colloidali.
- Reazioni di idrolisi. Il composto reagisce con acqua o con uno ione idrossido;
- Ossido-riduzione. Le condizioni sono spesso ossidanti o parzialmente riducenti nel mezzo non saturo o nelle zone di alimentazione delle acque sotterranee, ma diventano riducenti in

condizioni di saturazione quando si ha un eccesso di materia organica.

Infine per quanto riguarda i processi biologici si hanno:

- Decomposizione. I microrganismi possono decomporre grassi, zuccheri e proteine insolubili e liberare sostanze nelle acque sotterranee sotto forma di soluti e particelle;
- Biodegradazione.

4.2. Il tempo di residenza e la sua distribuzione

Il tempo che l'acqua impiega nel percorso sotterraneo di un bacino è un descrittore di fondamentale importanza e dà informazioni molto interessanti sulle portate, flussi preferenziali e sorgenti sospese. Lunghi periodi di transito dell'acqua comportano lunghi periodi di contatto con eventuali inquinanti.

Studiare il tempo di transito medio e la sua distribuzione ci aiuta a descrivere:

- i) le reazioni biochimiche nel sistema;
- ii) la sensibilità del bacino agli agenti antropici;
- iii) l'uso del territorio;

Nonostante l'importanza del tempo di transito e della sua distribuzione, è molto difficile determinarlo sperimentalmente, tranne in rari esperimenti di laboratorio in cui gli afflussi al bacino possono essere adeguatamente controllati. L'utilizzo dei traccianti disciolti nel terreno è il metodo più utilizzato per la determinazione dei tempi di residenza, poiché questa metodologia non necessita di una conoscenza esasperata delle caratteristiche del suolo e dei suoi parametri descrittivi. Gli studi finora effettuati, in parte raccolti da K. J. McGuire et al. (2006) mostrano che la ricerca si è concentrata spesso sulla scala di bacino e per bacini piccoli e non complessi. I modelli a scala di bacino che usano parametri distribuiti e traccianti passivi sono stati utilizzati su sistemi in condizioni stazionarie, noti gli ingressi nel sistema (pioggia) e le uscite (deflussi). Questa è una semplificazione notevole e spesso violata in natura.

Queste semplificazioni includono:

- i) Considerare il trasporto unidimensionale;
- ii) La distribuzione del tempo di residenza indipendente dal tempo;

- iii) Ricarica uniforme spazialmente;
- iv) Sistema in condizioni stazionarie;
- v) Tutta l'area di bacino contribuisce uniformemente.

Tali semplificazioni possono portare a una situazione di incertezza per la caratterizzazione del tempo di transito; benché in letteratura ciò non è stato valutato in modo critico, in particolare nel contesto di bacini.

Spesso viene fatta una distinzione tra il tempo di transito e il tempo di residenza. In particolare, tempo di transito è il tempo necessario ad una particella per fuoriuscire in una sezione di chiusura del bacino, mentre il tempo di residenza è il tempo che hanno trascorso le molecole d'acqua all'interno di un sistema. Spesso in letterature questa distinzione non è facilmente spiegata e quindi le due definizioni di solito coincidono.

Se per esempio consideriamo un semplice bilancio idrologico il tempo totale in cui si sviluppa il processo Afflussi-Deflussi può essere definito come segue:

$$T = \frac{S}{Q} \quad (1.31)$$

Con S consideriamo la portata totale (L^3) in movimento nel bacino e Q la velocità del flusso volumetrico ($L^3 T^{-1}$) che è assunta costante o un valore medio. Dalla legge di Darcy il tempo totale in cui si sviluppa il processo lungo una linea di flusso può essere espresso come:

$$t = \frac{n_e \cdot \Delta l^2}{K \cdot \Delta h} \quad (1.32)$$

Con Δl (L) la distanza tra il punto di ricarica e il punto di uscita, Δh (L) la differenza di carico idraulico tra questi due punti, n_e ($L^3 L^{-3}$) la porosità media lungo il percorso e K ($L T^{-1}$) la conducibilità idraulica media lungo il percorso. La distribuzione dei tempi di transito (TTD) può essere calcolata come la risposta del bacino ad una istantanea immissione di tracciante su tutta l'area del bacino in esame (assumendo nulla la concentrazione iniziale nel sottosuolo) e quindi può essere definita come:

$$g(t) = \frac{C(t)}{\int_0^{\infty} C(t) dt} = \frac{C(t) \cdot Q}{M} \quad (1.33)$$

Dove $C(t)$ è la concentrazione istantanea di tracciante immessa nel sistema al tempo zero ($M L^{-3}$), M è la massa iniettata (M) che perciò appare nella portata (Q).

La TTD (o la $g(t)$) descrive la frazione in peso (o la massa) che fuoriesce dal bacino, essa è equivalente alla densità di probabilità che ha lasciato il tracciante immesso uniformemente e istantaneamente al tempo iniziale su tutta la superficie interessata.

Il tempo di transito medio del tracciante (τ_m) è il primo momento della distribuzione ed è definito come segue:

$$\tau_m = \frac{\int_0^{\infty} t \cdot C(t) dt}{\int_0^{\infty} C(t) dt} = \int_0^{\infty} t \cdot g(t) dt \quad (1.34)$$

Sebbene queste precedenti definizioni appaiano teoricamente fondate, risulta molto difficile applicare tale teoria alla scala di bacino, molto complessa nella sua descrizione.

Sotto l'ipotesi che il tracciante conservi tutta la sua massa e che non ci siano zone di ristagno nel bacino (ipotesi fatte durante questo studio), è possibile dire che il tempo di transito medio del tracciante è uguale al tempo di transito medio dell'acqua cioè $\tau_m = T$ (Zuber et al.1986).

Certo è che la distribuzione dei tempi di residenza e il tempo medio di residenza risultano due descrittori fondamentali per la scala di bacino.

4.3. Obiettivi e metodi

4.3.1. Obiettivi

In questa fase dello studio si pongono due obiettivi principali intorno ai quali costruire le ipotesi della ricerca e lo schema concettuale di versante utilizzato nel laboratorio computazionale.

Posso essere riassunti come segue:

- i) Investigare i meccanismi fisici responsabili della distribuzione dei tempi di residenza;
- ii) Ricercare una formulazione semplice che fornisca, anche in via approssimata, la distribuzione dei tempi di residenza in funzione di un numero ridotto di parametri;
- iii) Verificare nuovamente la possibilità di usare le equazioni di Richards implementandole con il trasporto di soluto.

4.3.2. Metodi

Lo studio dei tempi di residenza e della TTD ha sviluppato notevolmente complesso, sia sotto l'aspetto della formulazione analitica del problema, che sotto l'aspetto della soluzione numerica. Perciò risulta necessario avvalersi del laboratorio computazionale utilizzato nella prima fase di studio, utilizzando una formulazione semplificata delle equazioni di Richards. Quindi si è deciso di:

- i) Utilizzare le Equazioni di Richards nella loro forma adimensionale per descrivere i processi in esame;
- ii) Utilizzare il codice di calcolo VS2D;
- iii) Studiare i parametri del set di equazioni adimensionalizzato;
- iv) Effettuare delle semplificazioni nel versante;
- v) Individuare le relazioni che intercorrono tra il tempo medio di residenza del soluto, la sua distribuzione e le caratteristiche del versante mediante simulazioni numeriche .
- vi) Impiegare una serie di simulazioni dimensionali al fine di confrontare i risultati con la campagna di simulazioni adimensionali.

4.3.3. Semplificazioni iniziali

Risulta evidente dalla letteratura che studiare la distribuzione dei tempi di residenza è compito assai difficile se il problema è posto nella sua formulazione tridimensionale. Quindi la prima semplificazione è stata quella di concentrarsi su un processo bidimensionale e perciò continuare a investigare il fenomeno dei versanti. Il versante in esame si presenta come omogeneo, cioè costituito da una unica tipologia di terreno. È evidente che il fenomeno di trasporto di soluti risulti influenzato dalla geolitologia del sito, ma in questa fase dello studio ci si è concentrati su altri fattori quali la pendenza del versante (variabile) e le dimensioni della falda sotterranea. L'ultima semplificazione, avvalorata dagli studi in materia, è stata fatta sul regime del moto: non più variabile come nel caso descritto nel capitolo 3, ma in regime stazionario. **Sotto l'ipotesi di flusso stazionario, la distribuzione cumulata dei tempi di residenza $g(t)$ corrisponde alla curva di concentrazione in uscita dal sistema.**

4.4. La formulazione matematica del problema

La formulazione matematica presa in esame è la medesima descritta nel capitolo 3, ma particolare attenzione viene ora rivolta ai parametri in causa. Per un versante omogeneo e in condizione di flusso stazionario essi sono:

- Intensità di pioggia;
- Conducibilità idraulica del terreno;
- Porosità;
- Contenuto d'acqua residuo;
- Pendenza del terreno;
- Stratificazioni geologiche;
- Parametri di Van Genuchten (2)
- Dimensioni del versante (2)

Risultano 10 parametri nel sistema.

A questo punto è stato necessario procedere all'adimensionalizzazione del set di equazioni di Richards.

4.4.1. Adimensionalizzazione del set di equazioni

Partendo dal set di equazioni indicato nel capitolo 3 e dalla 1.26 è possibile scrivere con gli stessi simboli la seguente:

$$C(h) \frac{\partial h}{\partial t} - \left(\sum_k \frac{\partial}{\partial x_k} \cdot K_s \cdot K_r(h) \cdot \frac{\partial h}{\partial x_k} - K_s \frac{\partial \cdot K_r(h)}{\partial x_1} \right) = 0 \quad (1.35)$$

Che descrive il moto in un mezzo non saturo.

Attraverso procedimenti analitici è possibile scrivere i seguenti gruppi adimensionali.

$$h' = \frac{h}{L} \quad \text{Carico capillare adimensionale}$$

$$X' = \frac{x}{L} \quad \text{Lunghezza adimensionale}$$

$$\begin{aligned}
t' &= t \cdot \frac{K_s}{L(\eta - \theta_r)} && \text{Tempo adimensionale} \\
q' &= \frac{q}{K_s} && \text{Portata adimensionale} \\
C(h) &= C'(h)(\mu - \theta_r) \frac{1}{L} && \text{Capacità adimensionale} \\
\alpha' &= \alpha \cdot L && \text{Parametri di Van Genuchten adimensionale.}
\end{aligned}$$

Combinando tali parametri con la 1.35 è possibile scrivere la seguente:

$$C' \cdot \frac{\partial h'}{\partial t'} - \left(\sum_k \frac{\partial}{\partial x'_k} \cdot K_r(h) \cdot \frac{\partial h'}{\partial x'_k} - \frac{\partial \cdot K_r(h)}{\partial x'_1} \right) = 0 \quad (1.36)$$

Tale formula risulta essere identica alla 1.31, ma i coefficienti e le variabili sono in forma adimensionale.

Si fa notare come la L sia il parametro di lunghezza rispetto al quale vengono adimensionalizzati tutti i parametri. Essa rappresenta una lunghezza caratteristica del sistema, nel caso specifico in esame è stata presa la proiezione verticale dell'estensione del versante, come verrà in seguito illustrato.

A questo punto risulta necessario adimensionalizzare anche il set di equazioni del trasporto di soluto nel mezzo. **Il processo è stato considerato non diffusivo, per cui i termini della diffusività non sono stati considerati nel set di equazioni del trasporto.** Partendo dall'equazione della convezione di seguito descritta:

$$\frac{\partial(c\theta)}{\partial t'} \frac{K_s}{L(\eta - \theta_r)} - \left(\sum_k \frac{\partial}{\partial x'_k} \frac{1}{L} (c\theta \frac{q_k}{\theta}) \right) = 0 \quad (1.37)$$

nella quale c è la concentrazione, θ il contenuto d'acqua, θ_r il contenuto d'acqua residuo e η la porosità.

Scrivendo

$$\frac{\theta - \theta_r}{\eta - \theta_r} = f(h) \text{ e quindi } \theta = (\eta - \theta_r)f(h) + \theta_r \text{ con } f(h) \text{ la funzione di Van}$$

Genuchten illustrata nel capitolo 3, si ottiene:

$$((\eta - \theta_r)f(h) + \theta_r) \frac{\partial c}{\partial t'} + ((\eta - \theta_r)f'(h))c \frac{\partial \theta}{\partial t'} - \left(\sum_k \frac{\partial}{\partial x'_k} \frac{1}{L} (c\theta \frac{q_k}{\theta}) \right) = 0 \quad (1.38)$$

È stato necessario effettuare una ulteriore ipotesi sostenendo che $((\eta - \theta_r)f(h) \gg \theta_r)$ oppure che θ_r sia pari a 0.

Otengo così un'equazione del tutto simile alla equazione di partenza ma con i parametri adimensionali:

$$\frac{\partial(c\theta)}{\partial t'} - \left(\sum_k \frac{\partial}{\partial x'_k} (c \cdot q'_k) \right) = 0 \quad (1.39)$$

A questo punto appare necessario fare un riepilogo della variabili adimensionali del sistema:

$$h' = \frac{h}{L}, \quad X' = \frac{x}{L}, \quad t' = t \cdot \frac{K_s}{L(\eta - \theta_r)}, \quad \alpha' = \alpha \cdot L, \text{ poi:}$$

β : secondo parametro di V.G.

$\frac{i}{K_s}$: intensità di pioggia e permeabilità del suolo;

c' : concentrazione del soluto.

4.5. Campagna di simulazioni

Dopo aver determinato il numero dei parametri in gioco e la loro variabilità è stato necessario concentrarsi su alcuni di essi, principalmente parametri di tipo geometrico e di pioggia-permeabilità. Sono state effettuate in totale circa 20 simulazioni, molte di esse ripetute per avere la certezza del risultato. Di seguito vengono indicate le configurazioni di calcolo e la variabilità di questi parametri.

4.5.1. Configurazioni di calcolo

Nel laboratorio computazionale elaborato con VS2D sono state scelte alcune configurazioni di versante che di seguito vengono indicate.

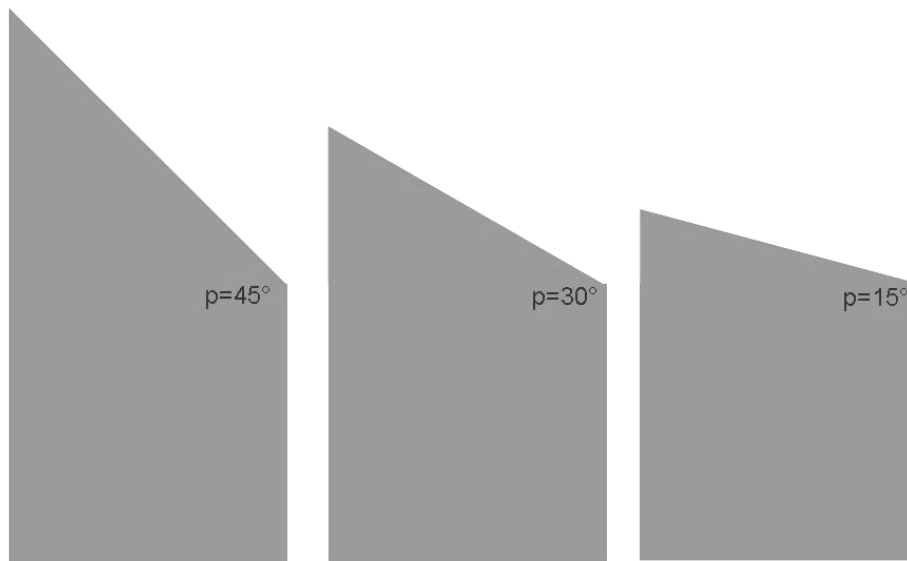


Figura 20 Configurazione di versante utilizzate

Le pendenze considerate sono di 45° , 30° e 15° .

Sono state realizzate 3 simulazioni per ciascun versante. In ciascuna simulazione si è deciso di variare il parametro adimensionale i/K_s , incrementandolo di volta in volta. Quindi si sono utilizzati i seguenti valori adimensionali di i/K_s : 0.1, 0.05, 0.01. Questo parametro risulta il più importante nei processi in esame ed è il parametro direttamente responsabile della “rapidità” dello svolgersi dell’evento. Infatti esso rappresenta il rapporto tra la forzante del sistema dovuta alla pioggia e la permeabilità del terreno. Risulta evidente che se questo rapporto è pari a 1 la pioggia saturerà immediatamente il terreno poiché essa risulta di pari grado alla permeabilità. Di norma in natura e quindi negli studi di letteratura tale rapporto può essere fissato pari a 1/10 e valori più piccoli.

Le dimensioni L e D del versante sono poste pari a 1 nelle due direzioni principali (vedi analisi di sensitività nel paragrafo successivo), solamente

l'altezza del versante varia di volta in volta in relazione alla pendenza, unico vero parametro variabile.

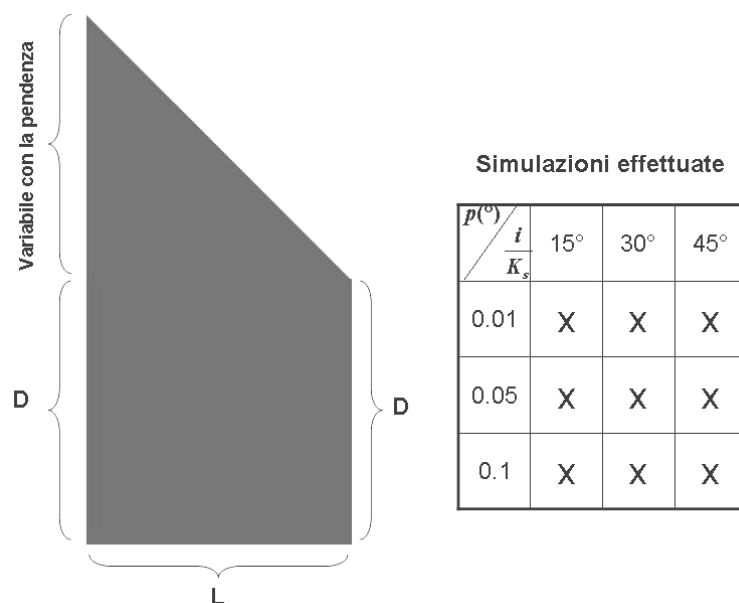


Figura 21 Dimensioni del versante adimensionalizzato e campagna di simulazioni

4.6. Condizioni iniziali e al contorno

È stato necessario riprodurre le condizioni stazionarie nel versante e una forma della linea di separazione della zona satura da quella non satura diversa da quella orizzontale. Il programma VS2D non permette di impostare tali condizioni dall'inizio del calcolo e quindi è stato necessario introdurre un tempo iniziale di pioggia sufficiente a garantire la stazionarietà del processo. Ogni configurazione di calcolo possiede tempi di raggiungimento della stazionarietà diversi dalle altre configurazioni, ma tutti i dati elaborati partono dal momento in cui il sistema è in condizioni stazionarie. In questo istante viene immesso nel sistema un tracciante passivo impulsivo con concentrazione pari a 1 su tutta la superficie del versante.

Nella Figura 22, esclusivamente qualitativa, sono riportate le condizioni iniziali e al contorno utilizzate durante tutta la simulazione.

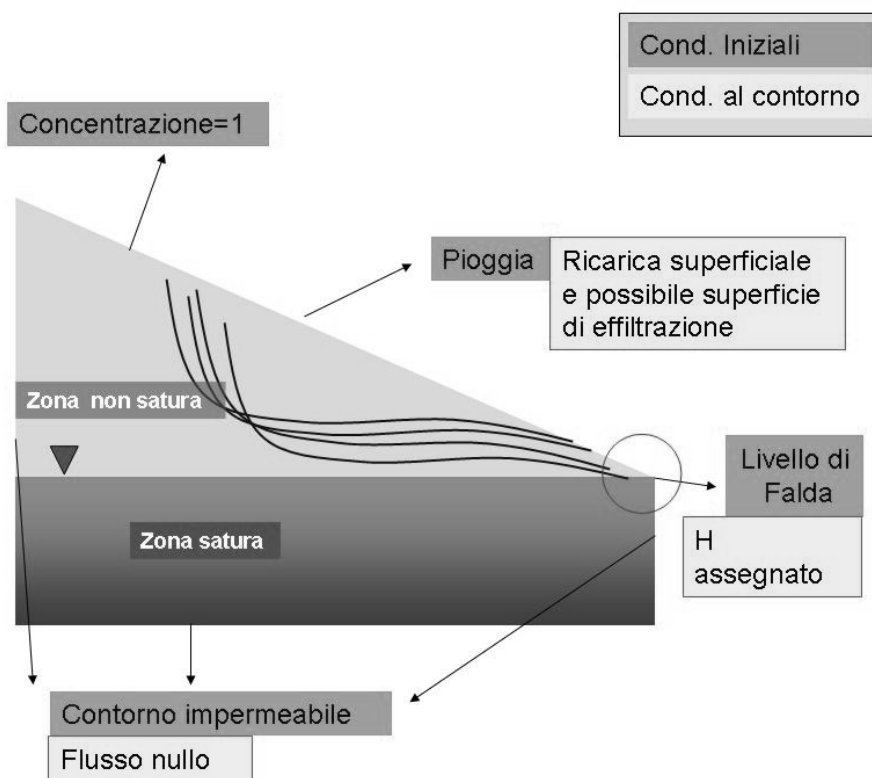


Figura 22 Condizioni iniziali e al contorno per ogni simulazione

Un'osservazione importante va fatta sulle condizioni al contorno della zona interessata da ricarica superficiale. Come si può notare dalla Figura 22 tutti i contorni del dominio, eccetto la superficie, sono impermeabili. L'acqua immessa nel sistema può fuoriuscire esclusivamente dalla zona indicata con il cerchio nella Figura 22. Tale zona può estendersi verso monte se il versante tende a saturarsi. Infatti il processo che regola l'effiltrazione è la differenza di carico esistente tra il suolo e la ricarica superficiale. Se il carico di pressione idraulico del suolo è maggiore di quello dovuto alla ricarica superficiale il contorno del dominio si trasforma in superficie di effiltrazione. Ciò comporta che in quel segmento del dominio non vi sia ingresso di acqua. L'aumento di carico nel suolo è chiaramente dovuto all'acqua che si infiltra a monte che si muove lungo un percorso assai più lungo dell'acqua che si infiltra a valle. La lunghezza del contorno impermeabile è stata calcolata facendo un'analisi di sensitività su alcuni parametri.

4.6.1. Analisi di sensitività di alcuni parametri

L'obiettivo prefissato di ridurre i parametri al fine di semplificare lo studio ci ha portato a studiare nel dettaglio l'influenza che alcuni dei parametri individuati può avere nelle configurazioni prese in esame. Per effettuare questi test si è utilizzata la configurazione con la forzante peggiore e l'inclinazione media.

4.6.2. il parametro " α " di Van Genuchten (1974)

Il parametro α di V.G. è stato definito nel capitolo 3 e inserito nella formulazione attraverso la $f(h)$ introdotta nei paragrafi precedenti.

Di seguito si illustra (con gli stessi simboli) la formulazione completa, al fine di meglio interpretarne il suo significato:

$$\frac{k(\theta)}{K_s} = \left(\frac{\theta - \theta_r}{\eta - \theta_r} \right)^{1/2} \cdot \left\{ 1 - \left[1 - \left(\frac{\theta - \theta_r}{\eta - \theta_r} \right)^{1/\lambda} \right]^\lambda \right\}^2 \quad (1.40)$$

con

$$\frac{\theta - \theta_r}{\eta - \theta_r} = S_e = \left(\frac{1}{1 + (\alpha h^{\lambda+1})} \right)^m \quad (1.41)$$

Il parametri α di V.G. quindi si presenta con le dimensioni dell'inverso di una lunghezza ed è per questo che viene adimensionalizzato moltiplicandolo per la Lunghezza caratteristica. Esso rappresenta in qualche maniera lo spessore della frangia capillare. Il grafico successivo presenta i risultati delle simulazioni effettuate per analizzare se la variazione di tale parametro influenza di molto i risultati dell'analisi.

Il secondo parametro di V.G. risulta già adimensionale e viene quindi fissato su valori di letteratura (UNSODA 1999).

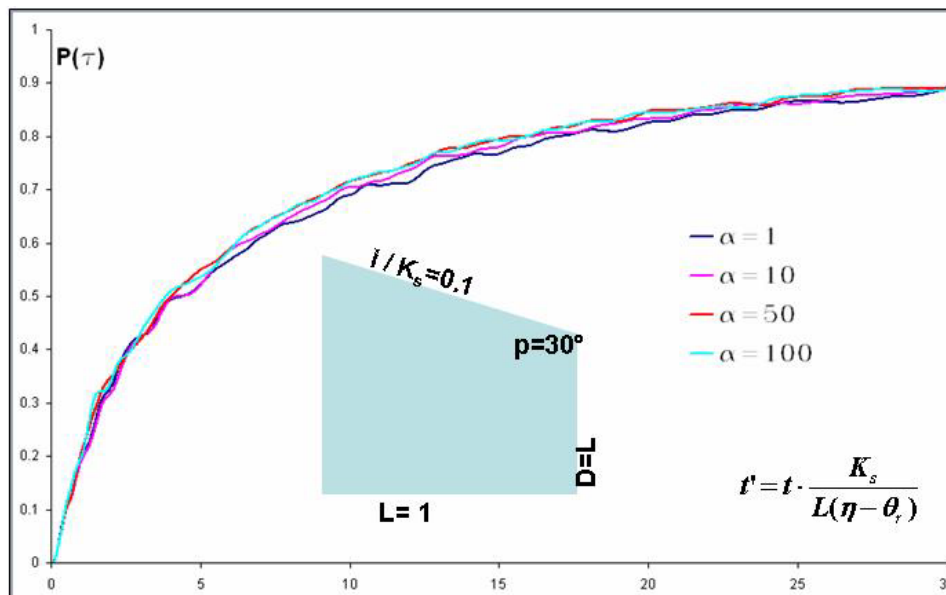


Figura 23 Nel grafico si riporta la curva di concentrazione in uscita dal sistema rispetto al tempo per 4 valori di α .

Si può notare che per valori plausibili del secondo parametro di V.G. e per le configurazioni di versante prese in esame in questo studio, la soluzione risulta scarsamente dipendente dal parametro “ α ”.

L’oscillare della soluzione sia esclusivamente legato a problemi di discretizzazione del dominio. Purtroppo una discretizzazione molto più fitta comporterebbe oneri di calcolo e di memoria non accessibili in questa fase dello studio.

4.6.3. Il parametro D (falda del versante)

Il parametro D è stato già descritto dalla Figura 21 e rappresenta lo spessore del piede del versante. È intuibile considerare che esso influenzi di molto l’andamento delle portate in uscita. Basti considerare che se esso è pari a 0 il versante degenera in un triangolo rettangolo come mostrato nella Figura 24 e i processi sono molto più rapidi che negli altri casi.

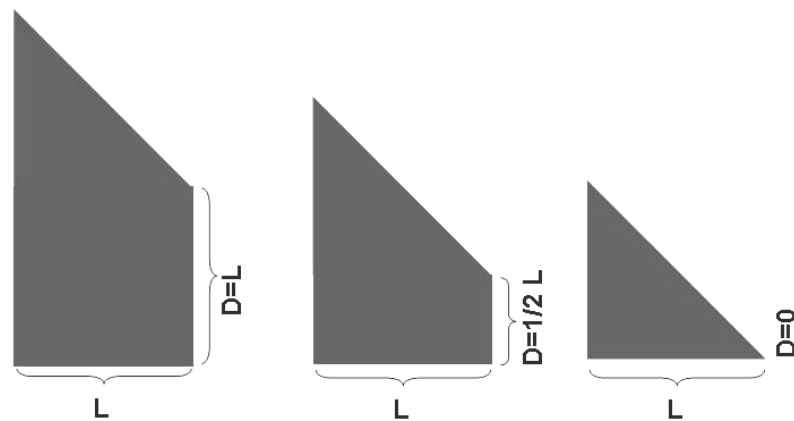


Figura 24 Variazione del parametro D

A questo punto risulta indispensabile individuare per quale valore di D i processi non sono più influenzati dallo spessore del piede del versante. È chiaro che in questo modo sarà possibile ridurre ulteriormente il numero dei parametri in gioco considerando anche la lunghezza D come costante. Sono state effettuate delle simulazioni con la stessa configurazione precedente ed il risultato è riportato nella Figura 25.

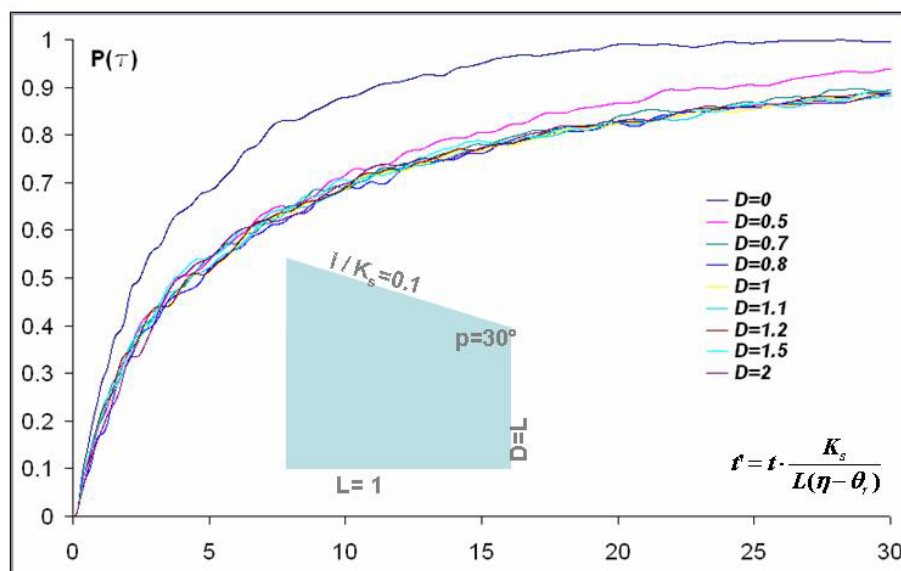


Figura 25 Nel grafico si riporta la curva di concentrazione in uscita dal sistema rispetto al tempo per 9 valori del parametro D

Il valore di L è stato fissato pari a 1 per tutte le simulazioni. Il valore di D è stato modificato per 9 volte al fine di individuare quanto influenzi il deflusso.

Come predetto risulta chiaro che quando il parametro D è fissato intorno a 0 i processi di deflusso siano molto più rapidi e il tracciante in esame, del quale si riporta la curva di concentrazione, viene espulso in tempi molto rapidi. Quindi si può concludere che per valori di $D/L \geq 0.7$ e la soluzione non dipende dal parametro D/L .

In tutte le simulazioni successive il parametro D viene considerato fisso e pari a 1, ciò comporta una semplificazione nello studio non di poco conto.

4.7. Riepilogo dei parametri che influenzano la distribuzione dei tempi di arrivo

A questo punto è importante riepilogare quali sono i parametri sui quali si vogliono effettuare i passi seguiti per le semplificazioni. Con l'analisi di sensitività dei parametri di V.G. e dello spessore della falda è stato possibile considerare come costanti i parametri α , λ e D . Quindi i parametri che cambiano durante le simulazioni sono ridotti a 3 e più precisamente:

- Pendenza del Versante “p”;
- Intensità di pioggia/permeabilità del suolo;
- Concentrazione iniziale del soluto

È stato assunto per le simulazioni successive che la concentrazione impulsiva di soluto sia pari a 1.

Quindi riassumendo:

- i) Considerando un versante costituito da una formazione porosa omogenea, con una profondità del piede almeno pari allo sviluppo in lunghezza (proiezione orizzontale) dello stesso;
- ii) Adimensionalizzato il set di equazioni di Richards e del trasporto di soluto;
- iii) con un rapporto tra pioggia e permeabilità del suolo che varia tra 0.1 e 0.01;

-
- iv) con una ragionevole variazione del parametro α di V.G.;
 - v) considerando costanti λ , pari a 0 il contenuto d'acqua residuo θ_r ;
 - vi) fissando la concentrazione impulsiva del soluto pari a 1.

È possibile a questo punto fissare il numero dei parametri del sistema pari a 2, di seguito elencati:

- Pendenza del versante “p”;
- Intensità di pioggia/permeabilità del suolo.

4.8. Risultati: Le distribuzioni cumulate dei tempi di residenza

Come ampiamente scritto nel capitolo 3 e 4 con l'ipotesi di flusso stazionario, la distribuzione cumulata dei tempi di residenza $p(t)$ corrisponde alla curva di concentrazione in uscita dal sistema. Il programma VS2D presenta in uscita già i valori cumulati intervallo per intervallo del volume uscito dal sistema. È anche possibile calcolare il volume totale immesso nel sistema.

Quindi il grafico che segue possiede sulle ascisse il tempo adimensionalizzato e sulle ordinate il valore del volume in uscita intervallo per intervallo rapportato al volume totale immesso.

Quindi si rappresenta la frazione di volume uscito step per step rispetto al volume totale immesso, tutto ciò adimensionalizzato.

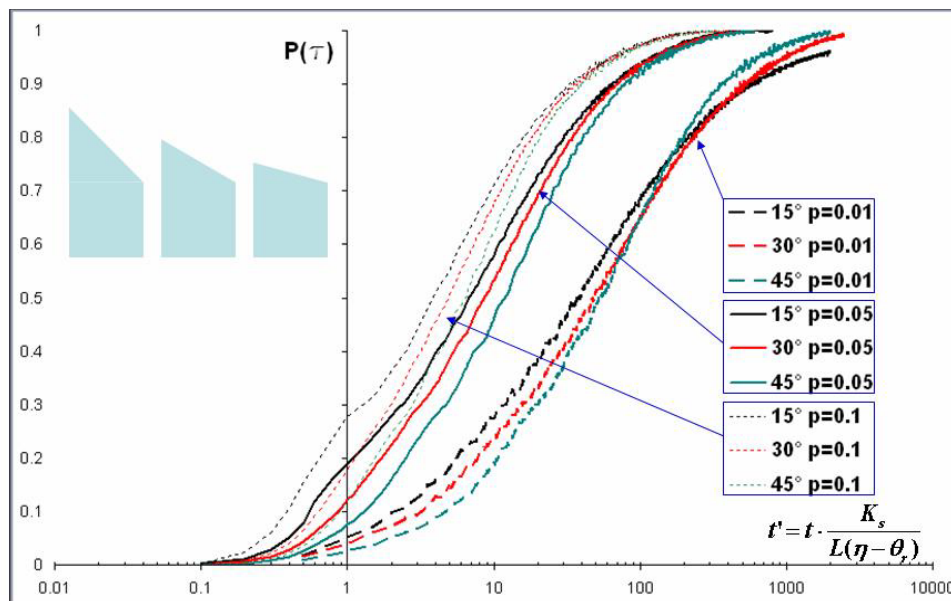


Figura 26 Distribuzioni cumulate dei tempi di residenza (ascisse in scala logaritmica)

Sulle ascisse il grafico è stato riportato in scala logaritmica per rendere più visibili i risultati. Le curve si dispongono lungo dei fusi di simile forma, tutti con ordinata da 0 a 1. Il punto di ordinata 1 indica che tutto il soluto immesso è fuoriuscito dal sistema. Si nota come invece i tempi di fuoriuscita dal sistema sono molto diversi da caso a caso. Si può individuare alcune caratteristiche comuni.

Si nota che le curve si predispongono su tre fusi principali, direttamente dipendenti dal rapporto i/K_s e che in ciascun fuso la pendenza del versante influenza debolmente la distribuzione dei tempi di residenza, ma l'ordine delle curve rimane identico in tutti e tre i casi. Si nota come le curve nere (corrispondenti alla pendenza di 15°) sono quelle che si dispongono più in alto e le curve ciano sono quelle più in basso. La posizione delle curve e i tempi di residenza per le configurazioni prese in esame risultano debolmente influenzate dalla pendenza del versante.

È chiaro che se prendiamo ad esempio il fascio di curve con i/K_s pari a 0.1 (discorso valido anche per gli altri fasci di curve con diversa forzante) si nota come con una pendenza maggiore il tempo medio di residenza è più alto. Ciò indica che il percorso di infiltrazione è più lungo e quindi si allungano i tempi in cui il soluto scorre all'interno del versante. Inoltre osservando come si predispongono i fasci di curve si nota come quello

con rapporto $i/K_s = 0.01$ si distanzia di molto dagli altri e che i tempi di residenza si allungano notevolmente. Ciò illustra molto bene il fatto che il parametro che influenza di più il moto nel versante non è la , ma la differenza di valori tra l'intensità di pioggia e la permeabilità del suolo.

Il valore $i/K_s = 0.01$ indica che l'intensità di pioggia è 100 volte più piccola della permeabilità del suolo e quindi il moto è generato da una forzante molto piccola. È chiaro che a parità di intensità di pioggia e diminuendo la permeabilità del suolo i tempi di residenza si allungano di molto. Quindi si può aggiungere che per rapporti di i/K_s molto bassi i tempi di residenza si allungano.

Si possono riassumere i risultati sintetizzandoli come segue:

- i) Le curve si dispongono secondo tre “fusi” principali, direttamente dipendenti dal rapporto i / K_s e debolmente dipendenti dalla pendenza;
- ii) Per rapporti di i / K_s molto bassi il fascio di curve si distanzia molto dalle altre, ciò è spiegato dal fatto che la velocità di filtrazione è fortemente dipendente da i / K_s ;
- iii) Per valori molto bassi di i / K_s il soluto impiega più tempo a defluire.

Sulle ascisse del grafico illustrato precedentemente il tempo è un gruppo adimensionale calcolato come segue:

$$t' = t \cdot \frac{K_s}{L(\eta - \theta_r)}$$

ma risulta possibile trasformarlo come segue sempre mantenendo l'adimensionalità.

$$t'' = t' \cdot \frac{i}{K_s} \tag{1.42}$$

Il grafico risultante è quindi il seguente:

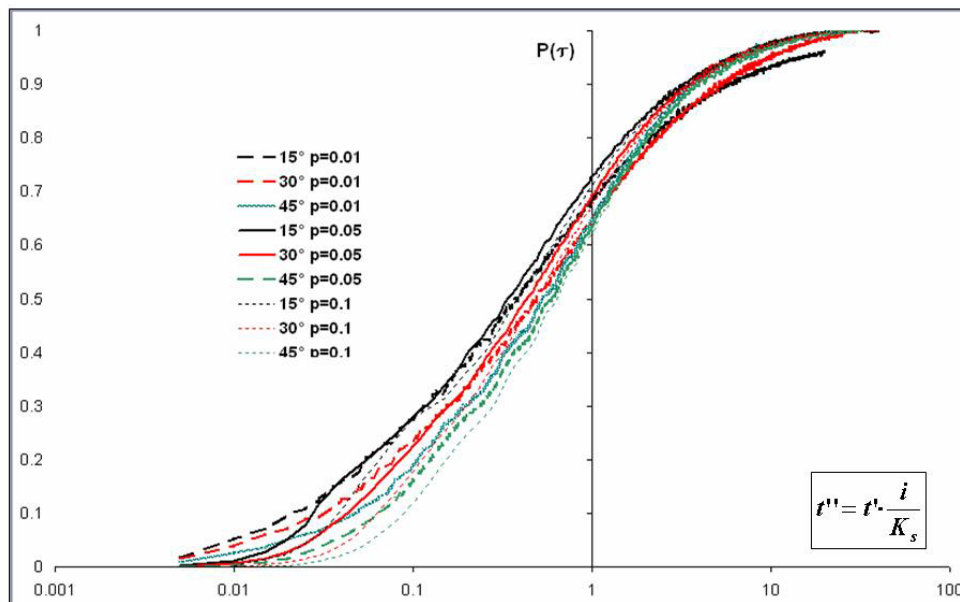


Figura 27 Distribuzioni cumulate dei tempi di residenza con il gruppo adimensionale t'' (ascisse in scala logaritmica)

È possibile quindi trarre le seguenti conclusioni:

- i) Scalando i tempi rispetto al rapporto i / K_s si può notare che le curve si dispongono tutte nell'intorno di un unico fuso;
- ii) Con una fascia di confidenza opportunamente definita è possibile quindi individuare una unica curva per tutte le distribuzioni;
- iii) Si può così ridurre (per questa tipologia di versante) il numero dei parametri a 1: il parametro adimensionale t'' .

È necessario fare alcune precisazioni sui risultati ottenuti.

In particolare si fa notare che esistono delle limitazioni nell'utilizzo di questo codice di calcolo e del programma VS2D. Infatti il codice permette di fissare l'intervallo di tempo di output in modo univoco. Un intervallo molto piccolo permette di studiare con assoluta precisione ciò che avviene nei primi istanti di immissione di soluto, ma non permette di estendere di molto la durata totale delle simulazioni per problemi di "data recording".

È chiaro che bisogna trovare una soluzione di compromesso che non infici la prova. Si può notare infatti che nella simulazione con pendenza minore (15°) e i/K_s minore i risultati presentino delle incongruenze nonostante la prova sia stata effettuata alcune volte. Si potrà notare meglio e quantitativamente nel paragrafo successivo.

4.9. Risultati: I momenti delle distribuzioni

Lo studio dei momenti della distribuzione della curva di concentrazione dei tempi di residenza è di fondamentale importanza per acquisire informazione accurate sui processi in corso nel versante. Il momento del primo ordine della distribuzione rappresenta il tempo medio di residenza della distribuzione, è dato dal tempo che impiega il baricentro della curva a percorrere l'intera area dell'acquifero soggetta al test, di solito il baricentro non corrisponde al picco della curva ed è stato calcolato come segue:

$$\bar{t} = \frac{\sum_i^N t_i \cdot p_i}{\sum_i^N p_i} \quad (1.43)$$

Con t_i si indica il tempo adimensionale, p_i la portata in uscita adimensionalizzata, la concentrazione pari a 1.

Il secondo momento della distribuzione è la varianza e per una immissione impulsiva di soluto con concentrazione pari a 1 assume la seguente forma:

$$\sigma^2 = \frac{\sum_i^N (t_i - \bar{t})^2 \cdot p_i}{\sum_i^N p_i} \quad (1.44)$$

Con lo stesso significato dei simboli. I momenti di ordine superiore (Skewness e Kurtosis) rappresentano rispettivamente la asimmetria laterale e il picco, ma non verranno presi in esame in questo studio.

Effettuando i calcoli sui dati di output si possono calcolare i seguenti momenti adimensionali per ciascuna distribuzione, pendenza e rapporto i/K_s .

Media	$i/K_s = 0.1$	$i/K_s = 0.05$	$i/K_s = 0.01$
15°	8.488132	24.01736	164.7674
30°	14.59737	27.89293	171.4283
45°	16.6318	31.95337	155.4631

Varianza	$i/K_s = 0.1$	$i/K_s = 0.05$	$i/K_s = 0.01$
15°	71.81741	576.3752	27148.22
30°	212.6112	777.5286	29386.74
45°	276.0238	1020.422	23862.47

Tabella 4 Momenti delle distribuzioni, media e varianza

La tabella 4 rappresenta i momenti delle distribuzioni ordinati con le pendenze del versante e il rapporto i/K_s . Si può subito notare che esiste un ordine logico e ricorrente nei valori assunti dai momenti.

Si possono trarre le seguenti conclusioni:

- i) Tenendo fisso il valore i/K_s e facendo variare la pendenza del versante si nota subito che il tempo medio di residenza cresce in maniera pressoché lineare (illustrato nel grafico successivo);
- ii) Di contro tendendo fisso il valore della pendenza e facendo variare i/K_s si nota che il tempo di residenza aumenta, ma più che linearmente.
- iii) Il valore 155.4631 corrispondente alla pendenza 45° e al valore di $i/K_s = 0.01$ risulta fuori scala, questo ad indicare che esistono dei problemi su questa simulazione dovuti a un insieme di fattori tecnici, di calcolo, e di risoluzione della griglia di calcolo.

Il grafico seguente riportato in Figura 28 rappresenta il tempo medio di residenza in funzione della pendenza del versante per ciascun valore del rapporto i/K_s

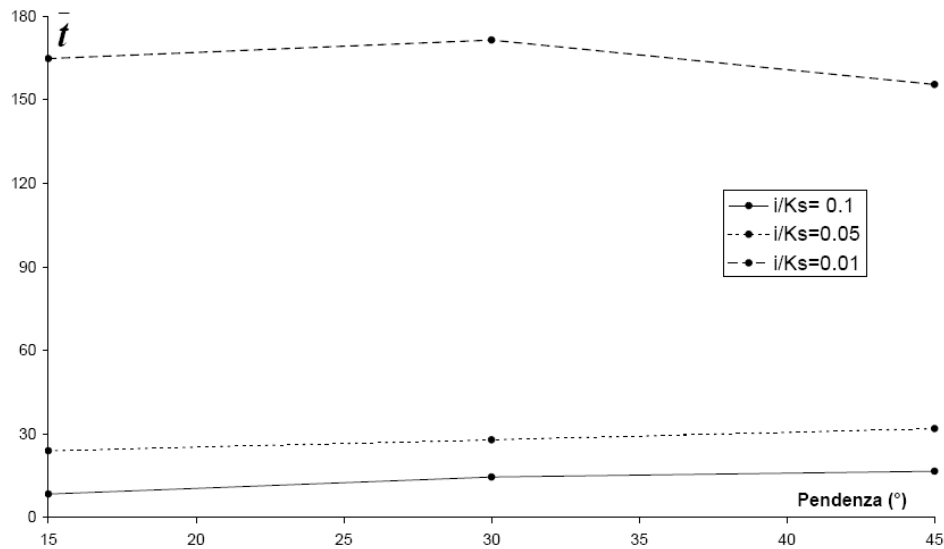


Figura 28 Tempo medio di residenza in funzione della pendenza del versante

Solo a titolo illustrativo i punti sono stati uniti da linee distinte al fine di mostrare la tendenza dei risultati. Si nota ancora più facilmente come tutti i punti si dispongano su delle rette con coefficienti angolari molto simili tra loro. Inoltre, l'ultimo valore relativo al tempo di residenza della simulazione con i/K_s pari a 0.01 sembra non seguire la tendenza evidenziata dalle altre simulazioni. I tempi di residenza con i/K_s pari a 0.01 risultano maggiori e ciò è spiegabile con l'alta resistenza che il mezzo poroso offre all'acqua nel processo di infiltrazione. Il parametro descrittore del sistema quindi risulta il tempo adimensionalizzato

$t' = t \cdot \frac{K_s}{L(\eta - \theta_r)}$ o l'analogo $t'' = t' \cdot \frac{i}{K_s}$ che può essere riscritto come:

$$t'' = t \cdot \frac{i}{L(\eta - \theta_r)} \quad (1.45)$$

Quindi si nota subito che il tempo medio di residenza adimensionale è influenzato direttamente dalla intensità di pioggia e inversamente dalla lunghezza del versante e dalla porosità.

Un'altra considerazione di una certa rilevanza si può fare se poniamo sullo stesso grafico non la pendenza, ma il rapporto i/K_s , come illustrato nella figura 29.

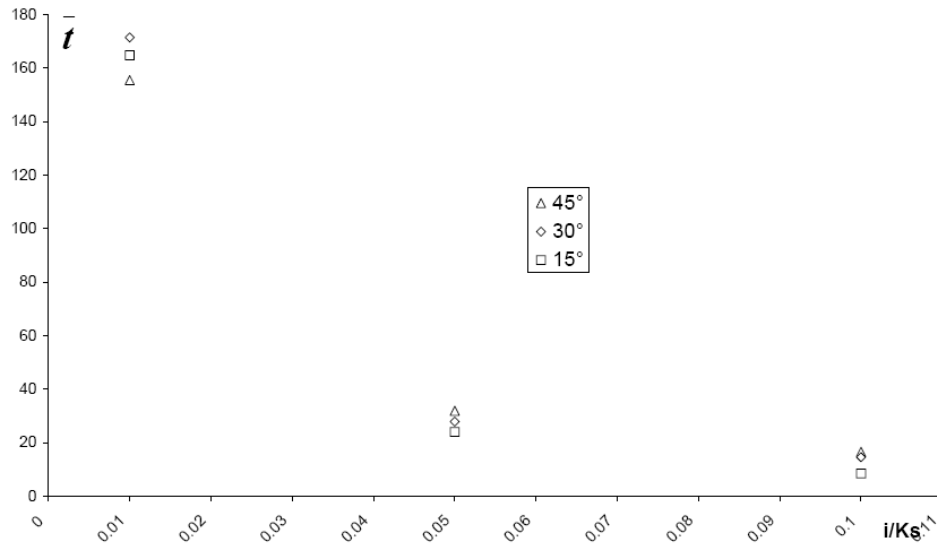


Figura 29 Valori del tempo medio di residenza su i/K_s

Appare subito in maniera evidente che la pendenza gioca un ruolo secondario nel determinare il tempo medio di residenza. Ha di certo una valenza significativa, ma di secondo piano rispetto al rapporto tra pioggia e lunghezza del versante. Se si considera il tempo medio di residenza scarsamente influenzato dalla pendenza è possibile anche in questo caso effettuare una regressione non lineare con legge iperbolica a un parametro

$$\bar{t} = \frac{a}{\frac{i}{K_s}} \quad (1.46)$$

Il grafico risultante (figura 30) illustra l'andamento dell'interpolazione iperbolica comparandola con i dati sperimentali.

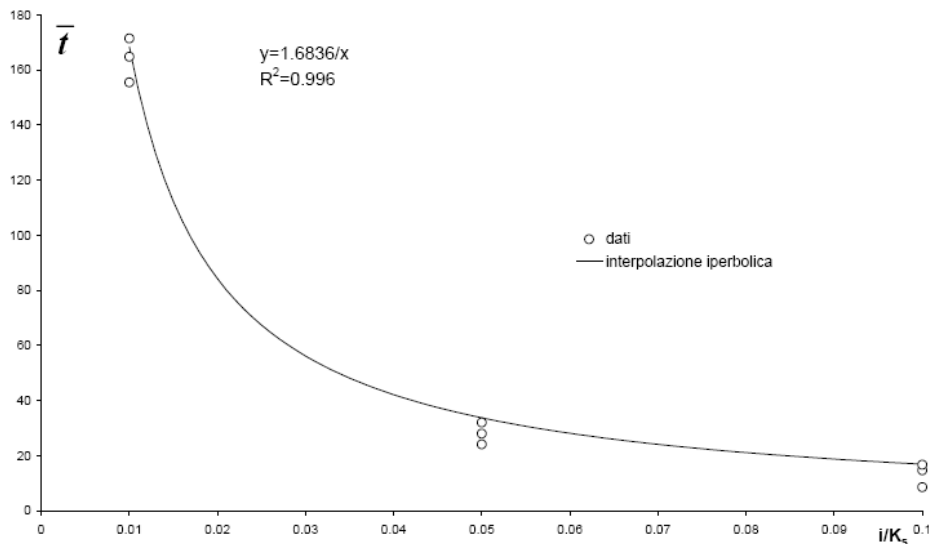


Figura 30 Dati sperimentali e legge di interpolazione

Dallo studio dei momenti si possono trarre le seguenti conclusioni:

- i) la pendenza influenza in maniera secondaria il tempo medio di residenza ;
- ii) è possibile ottenere dei valori intermedi dei tempi di residenza e di pendenza per altri valori di i/K_s semplicemente con una regressione lineare;
- iii) i tempi medi di residenza possono essere interpolati con una curva di tipo iperbolico.

4.10. Test dimensionali: l'andamento iperbolico dei momenti

Al fine di testare l'andamento iperbolico dei momenti, e in particolare del tempo medio di residenza, sono state introdotte delle simulazioni effettuate con valori dimensionali dei parametri. Con questo metodo è stato possibile anche verificare il processo di adimensionalizzazione introdotto per la semplificazione del numero dei parametri. Sono stati mantenuti fissi i valori di pioggia, pendenza, lunghezza del versante e porosità. In questo modo è stato possibile testare l'influenza della

permeabilità del suolo nei confronti del tempo medio di residenza. I casi analizzati sono stati i seguenti:

primo test:

$i=0.0022$ m/g; $K_s=0.073$ m/g; pendenza= 30° ; $c=1$; $L=50$ m, $\beta=5$; $\eta=0.35$; $\alpha=0.02$; RMC=0 (contenuto d'acqua residuo =0).

Quindi i valori di pioggia e permeabilità risultano:

$i=0.0022$ m/g; $K_s=0.073$ m/g; pendenza= 30°

secondo test:

$i=0.0022$ m/g; $K_s=0.11$ m/g; pendenza= 30° ; $c=1$; $L=50$ m, $\beta=5$; $\eta=0.35$; $\alpha=0.02$; RMC=0 (contenuto d'acqua residuo =0).

terzo test:

$i=0.0022$ m/g; $K_s=0.147$ m/g; pendenza= 30° ; $c=1$; $L=50$ m, $\beta=5$; $\eta=0.35$; $\alpha=0.02$; RMC=0 (contenuto d'acqua residuo =0).

Il grafico dimensionale della curva distribuzione di concentrazione in scala logaritmica è il seguente:

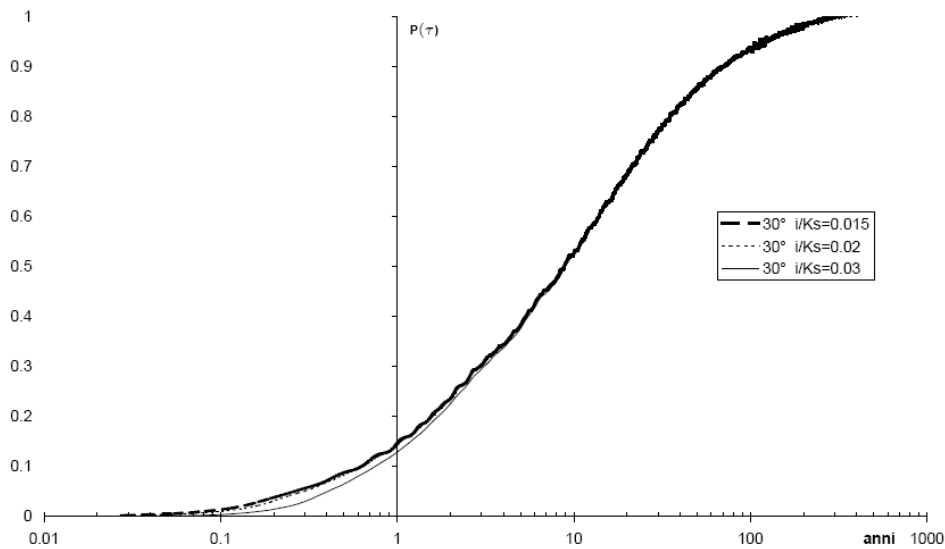


Figura 31 Distribuzione della concentrazione per i tre casi dimensionali

Osservando il grafico in Figura 32 si nota immediatamente che la permeabilità del suolo non influenza di molto le distribuzioni dei tempi di residenza. Infatti ricordando la formulazione del parametro adimensionale

$$t'' = t \cdot \frac{i}{L(\eta - \theta_r)},$$

si nota immediatamente che esso è indipendente da K_s .

Si può notare subito che l'andamento della distribuzione è coerente con quello che è stato trovato in precedenza per i casi adimensionali.

Nelle Figure 32 e 33 si inseriscono gli andamenti delle curve di distribuzione, calcolate tramite elaborazione dimensionale, nel grafico con tutti i fasci di curve calcolate tramite procedimento adimensionale. Nella Figura 32 si può notare che le simulazioni dimensionali (in verde) si collocano esattamente tra i rapporti i/K_s 0.01 e 0.05 ed esattamente nell'ordine atteso. Nella Figura 33 sono stati scalati i tempi adimensionali secondo il parametro t'' e si può immediatamente notare che le nuove curve sono entro il fuso comprende tutte le distribuzioni calcolate attraverso le simulazioni numeriche. Queste due considerazioni avvalorano l'ipotesi che la permeabilità del suolo in versanti omogenei condiziona in maniera secondaria il calcolo dei tempi medi di residenza, e inoltre è stato possibile verificare nuovamente l'affidabilità del processo di adimensionalizzazione.

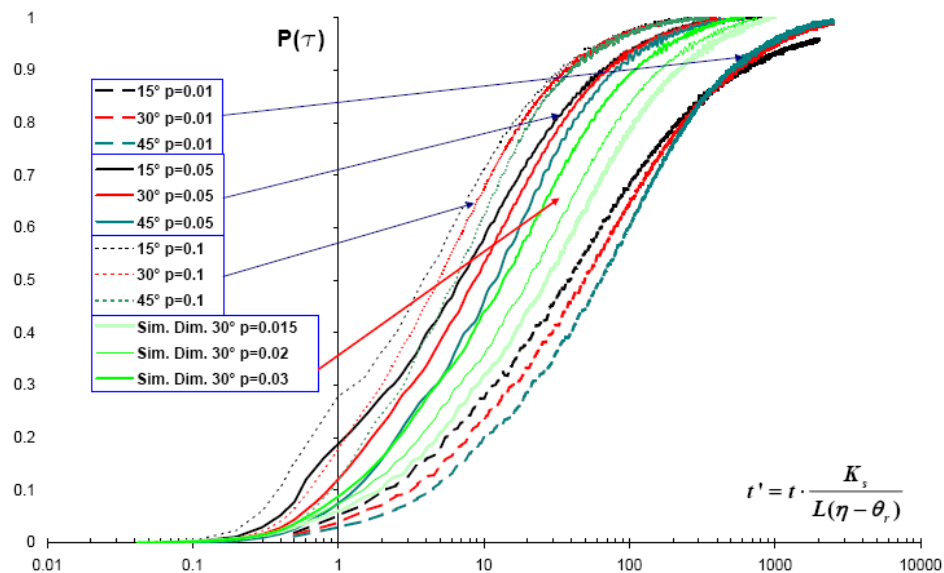


Figura 32 Nel grafico adimensionale si inseriscono le distribuzioni calcolate mediante parametri dimensionali (in verde).

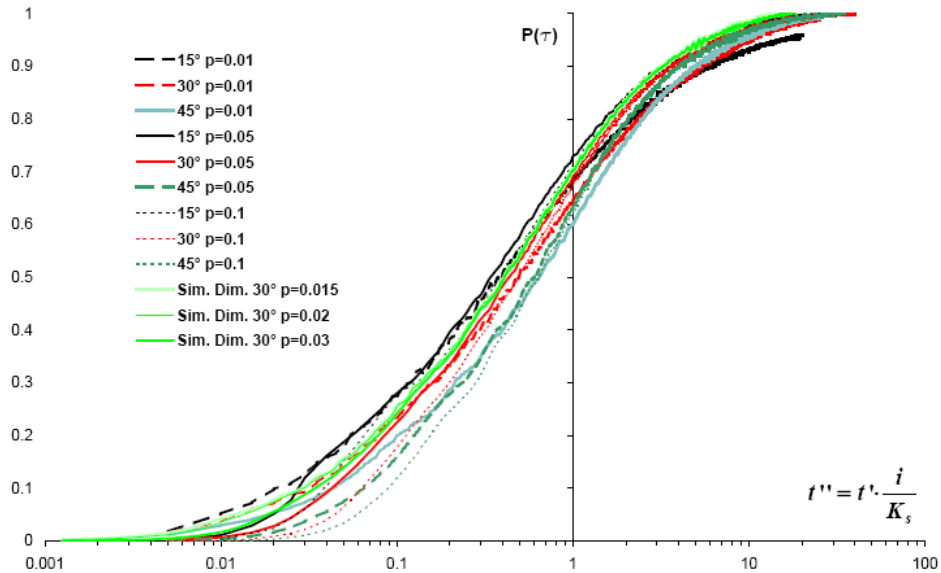


Figura 33 Si illustrano tutte le distribuzione dei tempi di residenza scalate con il parametro t''

È necessario far notare che nelle condizioni considerate in queste simulazioni il soluto impiega moltissimo tempo prima di fuoriuscire del tutto dal sistema. I tempi medi di residenza dimensionali sono praticamente molto vicini tra loro, ed espressi in anni valgono rispettivamente:

primo test → 28.17 anni;
 secondo test → 26.40 anni;
 terzo test → 28.58 anni.

È possibile effettuare un confronto con la curva interpolante di Figura 31 adimensionalizzando questi risultati e disponendoli nel grafico già riportato in Figura 31 per verificare la posizione di questi punti. Il tempo medio di residenza per i tre casi risulta rispettivamente:

primo test → 86.36;
 secondo test → 60.59;
 terzo test → 43.51.

Si riportano nel grafico successivo tutti i valori dei tempi medi di residenza.

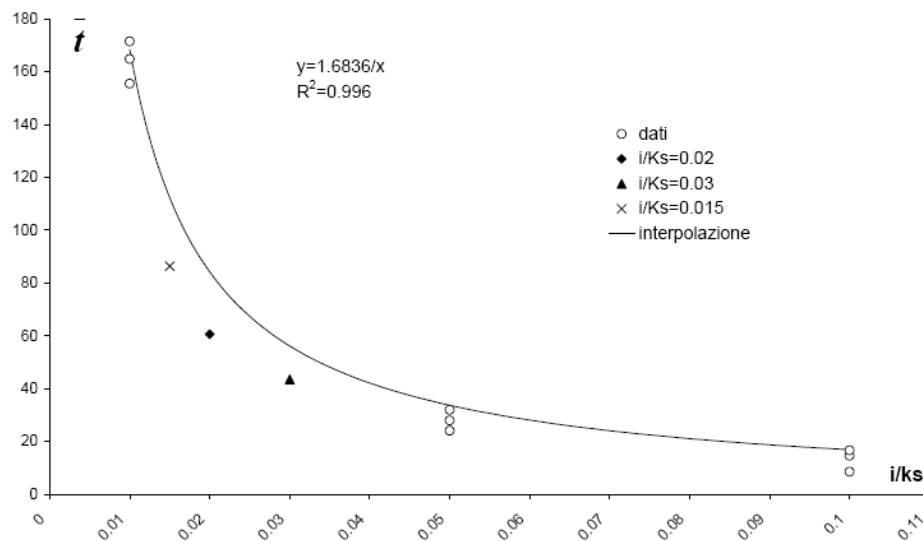


Figura 34 Posizionamento dei nuovi dati ottenuti dalle simulazioni dimensionali

Si può notare immediatamente che i risultati sono molto coerenti nell'andamento, nonostante l'adattamento alla curva interpolante non sia perfetto.

Attraverso le simulazioni con parametri dimensionali è stato possibile verificare che i momenti della distribuzione si attestano su un andamento iperbolico e che i parametri fondamentali descrittivi del fenomeno sono: l'intensità di pioggia (i), la lunghezza del versante (L), la porosità (η) e il contenuto d'acqua residuo. Tali parametri sono tutti contenuti nel parametro adimensionale t' o l'analogo t'' , che quindi condensa in sé tutte le informazioni necessarie alla descrizione del processo di afflussi-deflussi per versanti tali a quelli considerati finora.

5. Conclusioni e sviluppi futuri

Scopo del presente lavoro di tesi è stato indagare su alcuni aspetti relativi alla trasformazione pioggia-portata e al trasporto di inquinanti a scala di versante.

In una prima fase, il lavoro di ricerca si è svolto nell'ambito dei processi di infiltrazione nei mezzi non saturi e nella prima fase dello studio è stato possibile validare il modello E.M.A. (Jankovic, et al. 2003) attraverso l'utilizzo dei dati sperimentali acquisiti durante la tesi. È stato possibile inoltre individuare un legame significativo tra il contenuto d'acqua in un terreno non saturo e la costante dielettrica del terreno, mediante l'utilizzo di un georadar.

In una seconda fase, lo studio è stato indirizzato ai processi di afflussi-deflussi nei versanti a forte pendenza, con particolare riguardo ai meccanismi di generazione del deflusso e al contributo dell'acqua immagazzinata nel versante precedentemente l'evento di pioggia. Lo studio è stato condotto mediante metodologie di tipo numerico utilizzando come caso di studio il bacino CB1 presso la Coos Bay in Oregon. Lo studio, effettuato mediante il codice di calcolo VS2DT ha condotto alle seguenti conclusioni:

- i) *Il principale meccanismo di generazione del deflusso è il fenomeno del "groundwater ridging", quindi l'innalzamento localizzato del livello di falda in prossimità del piede del versante conseguente l'evento meteorico. Lo scorrimento preferenziale in prossimità dell'interfaccia tra suolo e substrato contribuisce a catalizzare e incrementare il suddetto fenomeno*
- ii) *Le equazioni di Richards riescono a cogliere gli aspetti fondamentali della trasformazione afflussi-deflussi a scala di versante con particolare riguardo ai tempi di risposta del sistema;*
- iii) *Lo studio della dinamica dell'acqua infiltrata, svolto mediante analisi di traccianti passivi, indica che in molti casi l'acqua pre-evento contribuisce in misura determinante al deflusso durante gli eventi di piena.*

Attraverso una campagna di simulazioni numeriche con il laboratorio computazionale è stato possibile investigare anche la distribuzione dei tempi di residenza in versanti omogenei non saturi in condizioni di moto stazionario. In particolare attraverso un processo di adimensionalizzazione delle equazioni di Richards si è potuto semplificare notevolmente il numero dei parametri descrittore dei fenomeni di deflusso, associando alcune assunzioni esemplificative fisicamente basate.

E' possibile concludere che nel novero dei casi esaminati nel presente studio, è stato possibile ridurre il numero dei parametri significativi da 10 a 1. In particolare il parametro è t' o il suo analogo t'' che riunisce in sé l'intensità di pioggia, la lunghezza del versante, la porosità del suolo e il contenuto d'acqua residuo. È stato possibile verificare che, nei limiti numerici investigati, la permeabilità del suolo non influenza in maniera determinate i valori del tempo medio di residenza; le distribuzioni dei tempi di residenza si dispongono su fasci di curve raggruppati in corrispondenza del rapporto i/K_s ; l'influenza della pendenza del versante è risultata marginale rispetto agli altri parametri che intervengono nel problema.

Al termine di questo studio è necessario notare che gli sviluppi futuri di questa ricerca sono molteplici. Il primo aspetto e a mio parere il più importante è determinare il comportamento della distribuzione del tempo medio di residenza e la variabilità dei tempi medi di residenza in versanti non più omogenei, ma multistrato; concentrandosi sull'accoppiamento dei parametri pioggia-permeabilità del suolo- permeabilità del sottosuolo.

6. Bibliografia

- Bear, J., 1988. *Dynamics of fluids in porous media*, Dover.
- Bear, J., *Hydraulics of groundwater*: 1979, New York, McGraw-Hill, p.569.
- Beven, K.J., 2002. *Rainfall-Runoff Modelling*. Wiley.
- Brooks, R.H., Corey, A.T., 1964, *Hydraulic properties of porous media*, (Fort Collins), Colorado State University. Hydrology paper no.3, 24p.
- Buttle, J.M., 1994. *Isotope hydrograph separations and rapid delivery of preevent water from drainage basins*. *Progress in Physical Geography* 18 (1), 16—41.
- Carsel R.F. and Parrish R.S., *Developing joint probability distributions of soil water retention characteristics*, *Water Resources Research*, v. 24, p. 755-769.
- Cloke H.L. et al., 2005. *Using numerical modelling to evaluate the capillary fringe groundwater ridging hypothesis of streamflow generation*. *Journal of Hydrology* 316 (2006) 141–162
- Destouni G., and Graham W. *Solute transport through an integrated heterogeneous soil-groundwater system*. *Water Resources Research*, Vol. 31, No. 8, Pages 1935–1944, August 1995.
- Destouni G., and Simic E. *On the applicability of analytical methods for estimating solute travel time statistics in nonuniform groundwater flow* *Water Resources Research*, Vol. 37, No. 9, Pages 2303–2308, September 2001.
- Fiori A., Benedetto A., and Romanelli M. *Application of the effective medium approximation for determining water contents through GPR in coarse-grained soil materials*. *Geophysical Research Letters*, Vol. 32, L09404, Doi:10.1029/2005gl022555, 2005
- Fiori A. , Romanelli M., Cavalli D.J., Russo D. *Numerical experiments of streamflow generation in steep catchments*. *Journal of Hydrology* (2007) 339, 183– 192
- Foussereau X. , Graham W. D., Akpoji G. A., Destouni G., and Rao P. S. C.. *Solute transport through a heterogeneous coupled vadosesaturated zone system with temporally random rainfall*. *Water Resources Research*, Vol. 37, No. 6, Pages 1577–1588, June 2001
- Foussereau X. , Graham W. D., Akpoji G. A., Destouni G., and Rao P. S. C. *Stochastic analysis of transport in unsaturated heterogeneous*

-
- soils under transient flow regimes*. Water Resources Research, Vol. 36, No. 4, Pages 911–921, April 2000
- Friedman S. P.. *A Saturation Degree-Dependent Composite Spheres Model For Describing The Effective Dielectric Constant Of Unsaturated Porous Media*. (W. R. R., Vol. 34, No. 11, Pages 2949–2961, November 1998).
- Hillel, Daniel. *Fundamentals of soil physics*. 1980 New York, Academic Press, p.413.
- Hubbard S. And Rubin Y.. Ground penetrating radar assisted saturation and permeability estimation in bimodal Systems (W.R.R., Vol. 33, No. 5, Pages 971–990, May 1997).
- Hsieh, P.A., Wingle, William, and Healy, R.W., 2000, *VS2DI—A graphical software package for simulating fluid flow and solute or energy transport in variably saturated porous media*: U.S. Geological Survey Water-Resources Investigations Report 99-4130, 16 p.
- Jankovic I., Fiori A. And Dagan G.. *Effective Conductivity Of An Isotropic Heterogeneous Medium Of Lognormal Conductivity Distribution (2003)* Society for Industrial and Applied Mathematics.
- Lappala, E.G., Healy, R.W., and Weeks, E.P., 1987, *Documentation of computer program VS2D to solve the equations of fluid flow in variably saturated porous media*: U.S. Geological Survey Water-Resources Investigations Report 83-4099, 184 p.
- Laurinat James E. *Comparison of Residual Saturation and Capillary Pressure Model with UNSODA Data*. Savannah River Technology Center February 20, 2004
- Lindgren, G.A., G. Destouni, A.V: Miller, 2004. *Solute transport through the integrated groundwater-stream system of a catchment*, Water Resour. Res., 40, W03511, doi:10.1029/2003WR002765
- McDonnell, J.J., 2003. *Where does water go when it rains? Moving beyond the variable source area concept of rainfall—runoff response*. Hydrological Processes 17 (9), 1869—1875.
- McGuire Kevin J., McDonnell J. J. *A review and evaluation of catchment transit time modelling*, Journal of Hydrology (2006) 330, 543– 563
- McGuire K.J. , Weiler M., McDonnell J.J., *Integrating tracer experiments with modeling to assess runoff processes and water transit times*. Advances in Water Resources 30 (2007) 824–837
- Montgomery, D.R., W.E. Dietrich, 2002. *Runoff Generation in a steep, soilmantled landscape*, Water Resour. Res., 38(9), 1168, doi:10.1029/2001WR000822

- Morel-Seytoux H. J., Meyer P. D., Nachabe M., Touma J., van Genuchten M. T., and Lenhard R. J.. *Parameter equivalence for the Brooks-Corey and van Genuchten soil characteristics: Preserving the effective capillary drive*. Water Resources Research, Vol. 32;No. 5, Pages 1251-1258, May 1996
- M. Romanelli, D.J. Cavalli, A. Fiori, “*Sulla Generazione del deflusso nei versanti a forte pendenza*” XXX convegno di Idraulica e costruzioni idrauliche – IDRA 2006.
- Paniconi C., Troch P. A., van Loon E. E. Hilberts A. G. J.. *Hillslope-storage Boussinesq model for subsurface flow and variable source areas along complex hillslopes: 2. Intercomparison with a three-dimensional Richards equation model*. Water Resources Research, Vol. 39, No. 11, 1317, Doi:10.1029/2002wr001730, 2003.
- Pachepskya Y., Timlinb D., Rawls W.. *Generalized Richards' equation to simulate water transport in unsaturated soils*. Journal of Hydrology 272 (2003) 3–13
- Richards L.A., *Capillary conduction of liquids through porous mediums*. Physics Volume I Novembre 1931
- Tarboton, D.G.2003. *Rainfall-Runoff Processes. A workbook to accompany the Rainfall-Runoff Processes Web module*. University of Utah.
- Torres, R., Dietrich, W. E., Montgomery, D. R., Anderson, S. P. and Loague, K., 1998. *Unsaturated zone processes and hydrologic response of a steep, unchanneled catchment*. Water Resour. Res., 34(8):1865-1879
- Troch P. A., Paniconi C., van Loon E. E., *Hillslope-storage Boussinesq model for subsurface flow and variable source areas along complex hillslopes: 1. Formulation and characteristic response*. Water Resources Research, Vol. 39, No. 11, 1316, Doi:10.1029/2002wr001728, 2003.

Ringraziamenti

La realizzazione di questa tesi di dottorato rappresenta per me un momento significativo di passaggio nella vita. In questi tre anni ho potuto approfondire l'aspetto del movimento delle acque nel sottosuolo, argomento nel contempo affascinante e impegnativo e misterioso.

Per questo ci tengo particolarmente a ringraziare il Prof. Aldo Fiori che mi ha accompagnato in questo cammino. Con la sua notevole disponibilità e il suo interessamento ai miei studi mi ha indirizzato e spesso aiutato a risalire nei momenti di difficoltà di volta in volta incontrati. A lui chiedo perdono se in alcuni momenti sono apparso distaccato e lontano, ma la vita a volte mi ha imposto di concentrarmi temporaneamente su questioni più profondamente umane.

Grazie a tutta la mia famiglia, che mi ha sostenuto nei momenti più difficili di questo percorso, manifestando incessantemente piena fiducia in me e nelle mie capacità.

Ringrazio tutti i miei colleghi di laboratorio, in special modo Giovanni e Michele. Il primo per essere stato attento "fratello maggiore" di studi sull'idrologia e il secondo per aver a più riprese manifestato stima nei miei confronti. Due qualità non facilmente e spesso riscontrabili in ambienti universitari.

Ringrazio Dio per avermi fatto dono dell'intelletto.

Sono contento di aver dedicato a questo studio il tempo giusto, esattamente quello che mi ha permesso di non dimenticare che nella vita le cose essenziali risiedono in altri lidi.

*Io mi sono dedicato per ultimo allo studio,
come un racimolatore dietro i vendemmiatori.
Con la benedizione del Signore ho raggiunto lo scopo,
come un vendemmiatore ho riempito il tino.
Badate che non ho faticato solo per me,
ma per quanti ricercano l'istruzione.
(Siracide 33,16-18)*