

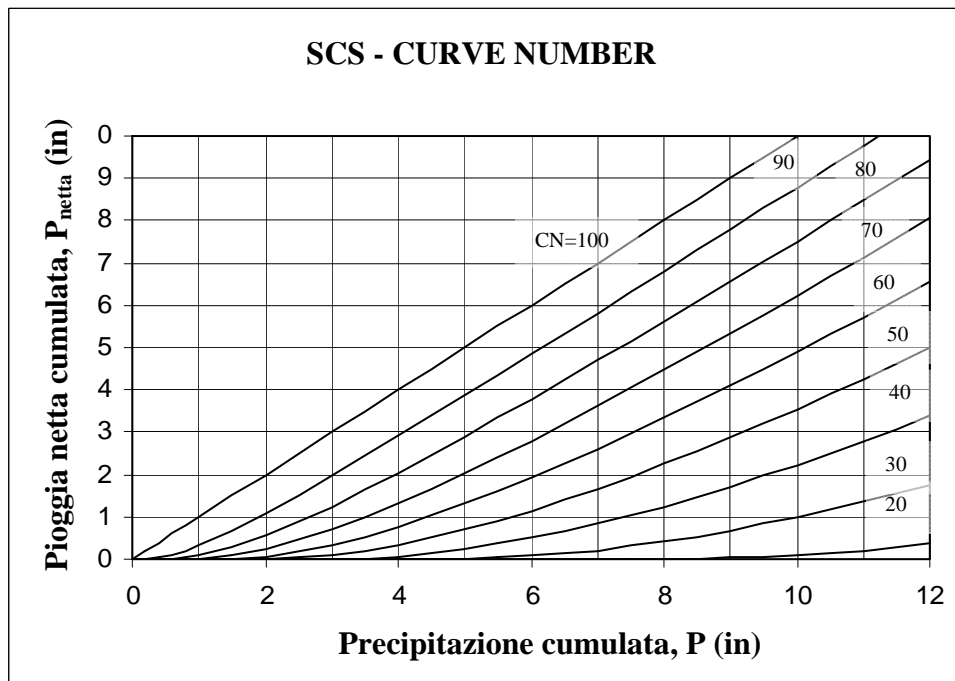
Università della Calabria

FACOLTA' DI INGEGNERIA

Corso di Laurea in Ingegneria per l'Ambiente e il Territorio

CORSO DI IDROLOGIA

Ing. Daniela Biondi



SCHEDE DIDATTICA N°10

L'INFILTRAZIONE

A.A. 2011-12

L'INFILTRAZIONE

Con il termine **infiltrazione** si indica il processo di trasferimento dell'acqua attraverso la superficie del terreno. La conoscenza qualitativa e quantitativa del fenomeno dell'infiltrazione riveste grande importanza nel ciclo idrologico, anche per questo sono numerose le leggi empiriche e teoriche che ne descrivono il funzionamento. Il fenomeno è influenzato da numerosi fattori tra cui le caratteristiche del terreno, le condizioni di umidità del suolo all'inizio dell'evento e le modalità con cui evolve l'evento meteorico.

Nella nota si riportano richiami degli elementi di base della fisica dell'infiltrazione e della parametrizzazione idraulica del suolo, presentando alcuni dei più noti modelli di assorbimento ed il loro utilizzo nella stima della precipitazione netta.

L'acqua nel suolo

La parte del terreno interessata dal fenomeno dell'infiltrazione è quella più vicina alla superficie che è in genere indicata come *suolo*.

Il suolo è un mezzo poroso costituito da una matrice solida caratterizzata da cavità che possono essere o meno riempite di acqua: si considera, quindi, come un sistema trifase costituito da:

- 1) una fase solida;
- 2) una fase liquida;
- 3) una fase aeriforme.

Il fenomeno dell'infiltrazione dipende fortemente dalla tipologia della matrice solida del suolo. Quest'ultima è caratterizzata dalla *tessitura*, ovvero dalla composizione granulometrica, e dalla *struttura* che ne definisce invece la tipologia di aggregazione dei singoli granuli (granulare, laminare o compatta).

La caratterizzazione tessiturale del suolo si effettua attraverso la determinazione della curva granulometrica, ossia delle percentuali in peso di materiale che presentano diametro caratteristico d minore o uguale a predeterminati valori soglia in funzione della classificazione adottata.

In base alla granulometria i terreni si distinguono in (classifica ASTM):

Ghiaia	20 ÷ 60 mm	Grossa
	6.0 ÷ 20 mm	Media
	2.0 ÷ 6.0 mm	Fine
Sabbia	0.6 ÷ 2.0 mm	Grossa
	0.2 ÷ 0.6 mm	Media
	0.06 ÷ 0.2 mm	Fine
Limo	0.02 ÷ 0.06 mm	Grosso
	0.006 ÷ 0.02 mm	Medio

	0.002 ÷ 0.006 mm	Fine
Argilla	d < 0.002 mm	

Si supponga di poter separare le diverse fasi presenti in un volume elementare di suolo come nella figura 1.

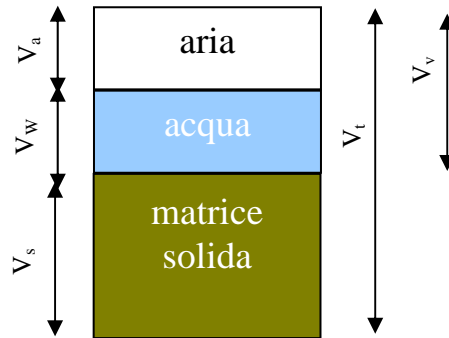


Figura 1- Schematizzazione delle diverse fasi presenti nel suolo

V_v indica il volume non occupato dalla matrice solida; generalmente tale volume è occupato da aria e acqua. In questa situazione il terreno si definisce **insaturo**. Nel caso in cui sia presente solo acqua, il terreno si dice saturo; quando invece i pori sono completamente privi d'acqua si parla di terreno secco.

Si definiscono ora alcune grandezze caratteristiche.

Porosità totale (n)

$$n = \frac{V_v}{V_t} \quad 0 < n < 1$$

Indice dei vuoti o porosità effettiva (e)

$$e = \frac{V_v}{V_s}; \quad e = \frac{n}{1-n}$$

Contenuto idrico (θ)

$$\theta = \frac{V_w}{V_t} \quad 0 < \theta < n$$

Grado di saturazione (S)

$$S = \frac{V_w}{V_v} = \frac{\theta}{n} \quad 0 < S < 1$$

$S = 0 \Rightarrow$ terreno secco

$S = 1 \Rightarrow$ terreno saturo

$0 < S < 1 \Rightarrow$ terreno insaturo

Classificazione dell'acqua nel suolo

L'acqua presente nel terreno può essere classificata in base al tipo ed all'intensità delle forze che agiscono su di essa.

E' possibile distinguere forze di attrazione molecolare, forze di tensione superficiale e la forza gravitazionale per cui, in base all'intensità con cui esse agiscono, è possibile identificare:

- acqua di ritenzione (non assimilabile);
- acqua capillare;
- acqua gravifica.

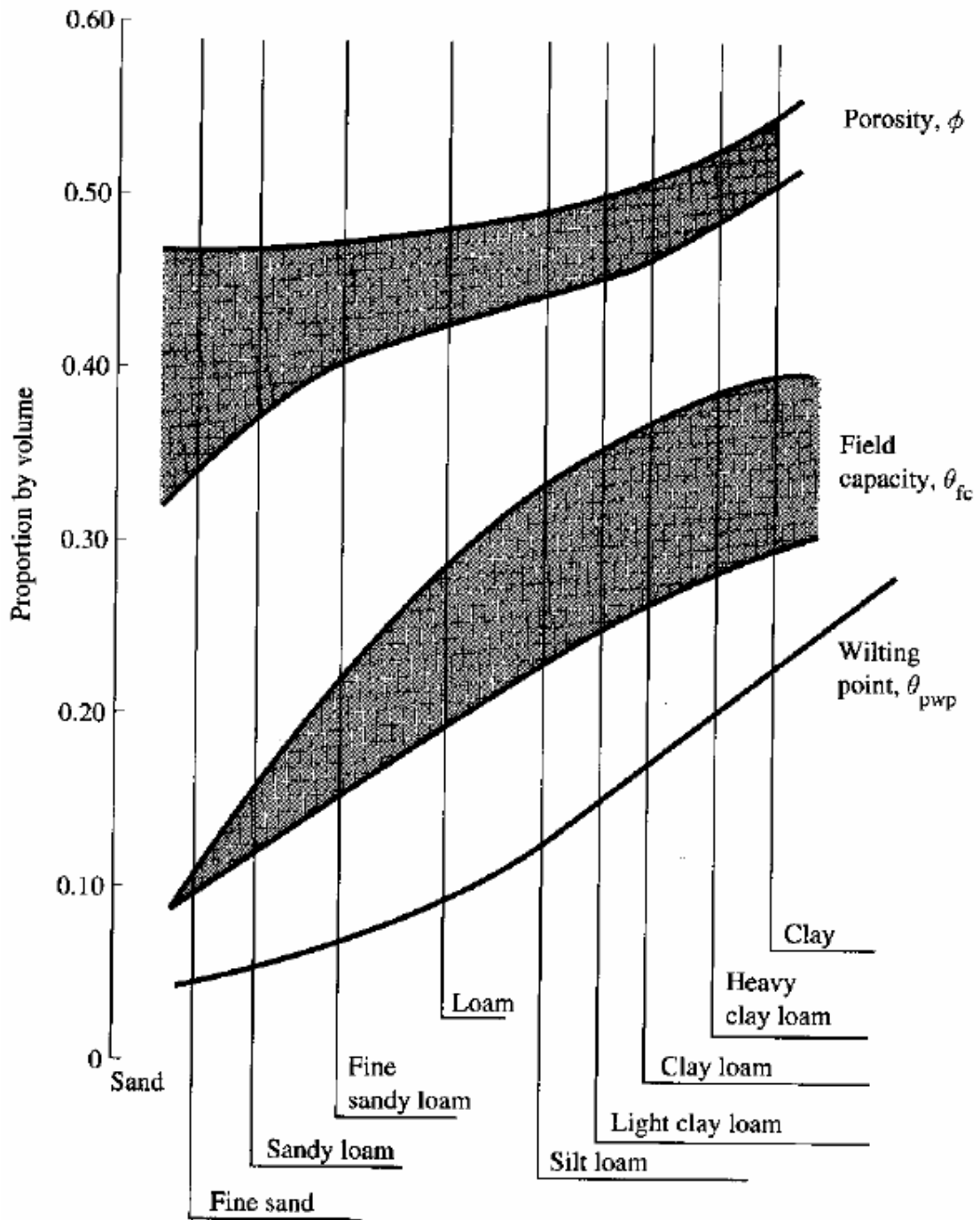
L'**acqua di ritenzione** è costituita dall'insieme di due tipologie di acqua, igroscopica e pellicolare, fortemente soggette alle forze di adesione con i grani del terreno: rappresentano quella parte di acqua non mobilizzabile e che non consente di trasmettere tensioni idrostatiche.

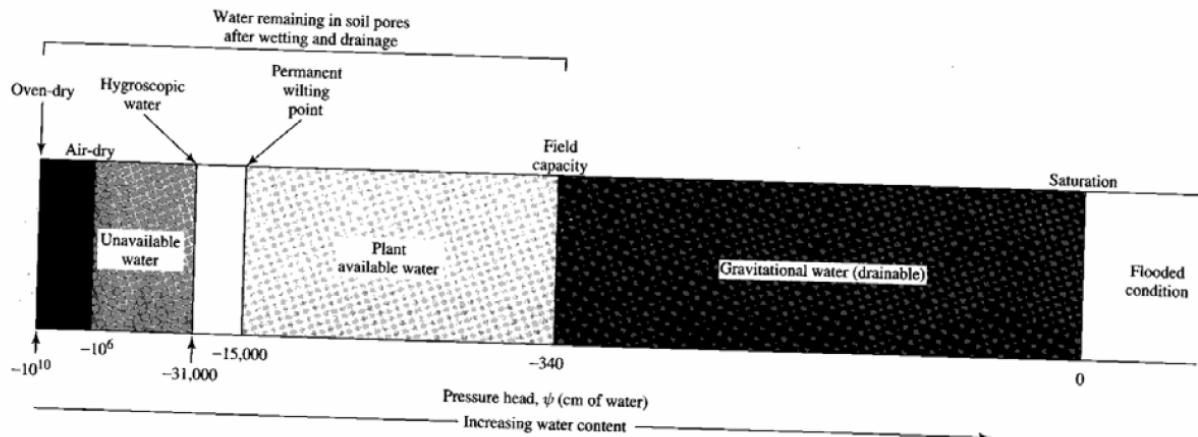
L'acqua igroscopica costituisce un film molecolare sui grani del terreno dello spessore dell'ordine del decimo di micron e si determina mediante essiccazione dei campioni in stufa a 105°. L'acqua pellicolare costituisce, invece, una pellicola presente sulla superficie del colloide costituita da molecole d'acqua sovrapposte dello spessore dell'ordine del micron; essa si muove allo stato liquido sulla superficie dei granuli per effetto dell'attrazione delle vicine molecole di acqua. L'acqua di ritenzione non è biologicamente utilizzabile dall'apparato radicale della vegetazione.

L'**acqua capillare**, invece, è quella che risulta sostanzialmente trattenuta nei meati della matrice solida dalle forze di tensione superficiale. Tale acqua pur non risentendo delle forze gravitazionali trasmette le pressioni idrostatiche all'interno del mezzo poroso. All'aumentare del diametro dei micropori diminuiscono le forze di tensione superficiale, per cui l'acqua non viene più trattenuta per capillarità, ma risulta soggetta all'azione della forza di gravità. Tale volume d'acqua chiamata **acqua gravifica** può essere liberato per sgocciolatura e rappresenta l'acqua mobilizzabile che circola negli acquiferi sotto l'azione dei carichi piezometrici.

Altre definizioni importanti relative alla presenza di acqua nel suolo sono:

- **la capacità di ritenzione massima** – corrisponde alla condizione in cui tutti i pori sono pieni d'acqua e rappresenta il massimo volume di acqua presente in un determinato suolo;
- **la capacità di campo (field capacity)** – corrisponde al volume di acqua che rimane dopo che la frazione soggetta alla forza gravitazionale è drenata;
- **il punto di appassimento (wilting point)** – soglia del contenuto di acqua al di sotto del quale la vegetazione non può sopravvivere.





Potenziale capillare

Nel caso di mezzo saturo, trascurando l'altezza cinetica, si ipotizza che il potenziale (o carico) totale, h , sia costituito dal solo potenziale piezometrico, ossia dalla somma di un potenziale gravitazionale e di un potenziale di pressione:

$$h = z + p/\gamma$$

in cui:

z = quota geometrica, ossia la distanza da un piano arbitrario di riferimento;

p/γ = altezza piezometrica.

In un mezzo insaturo si può estendere tale relazione considerando il fenomeno della capillarità. Infatti, il potenziale di pressione, in questo caso assume un **valore negativo** a causa del lavoro che bisogna compiere contro le tensioni superficiali che contrastano il movimento dell'acqua. Si parla allora di *potenziale capillare o di matrice o di suzione*. Il potenziale di matrice è legato oltre che alle caratteristiche del suolo anche al contenuto idrico del suolo insaturo che varia con la profondità (fig.2).

Per esprimere tale potenziale si ricorre all'altezza di colonna d'acqua equivalente, intesa come il carico di acqua necessario per produrre la stessa forza aspirante. Il potenziale totale risulta:

$$h = z + \psi$$

in cui ψ è assunto negativo.

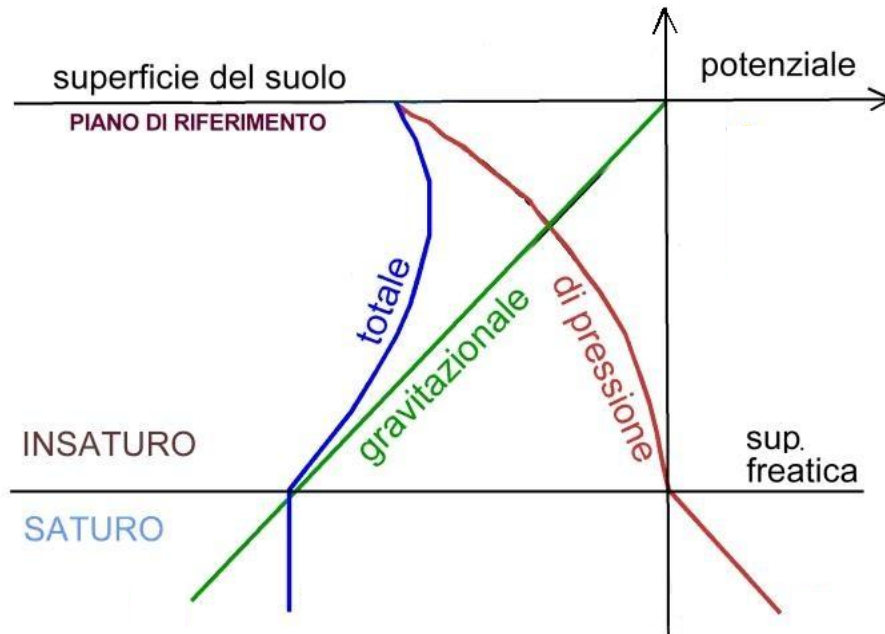
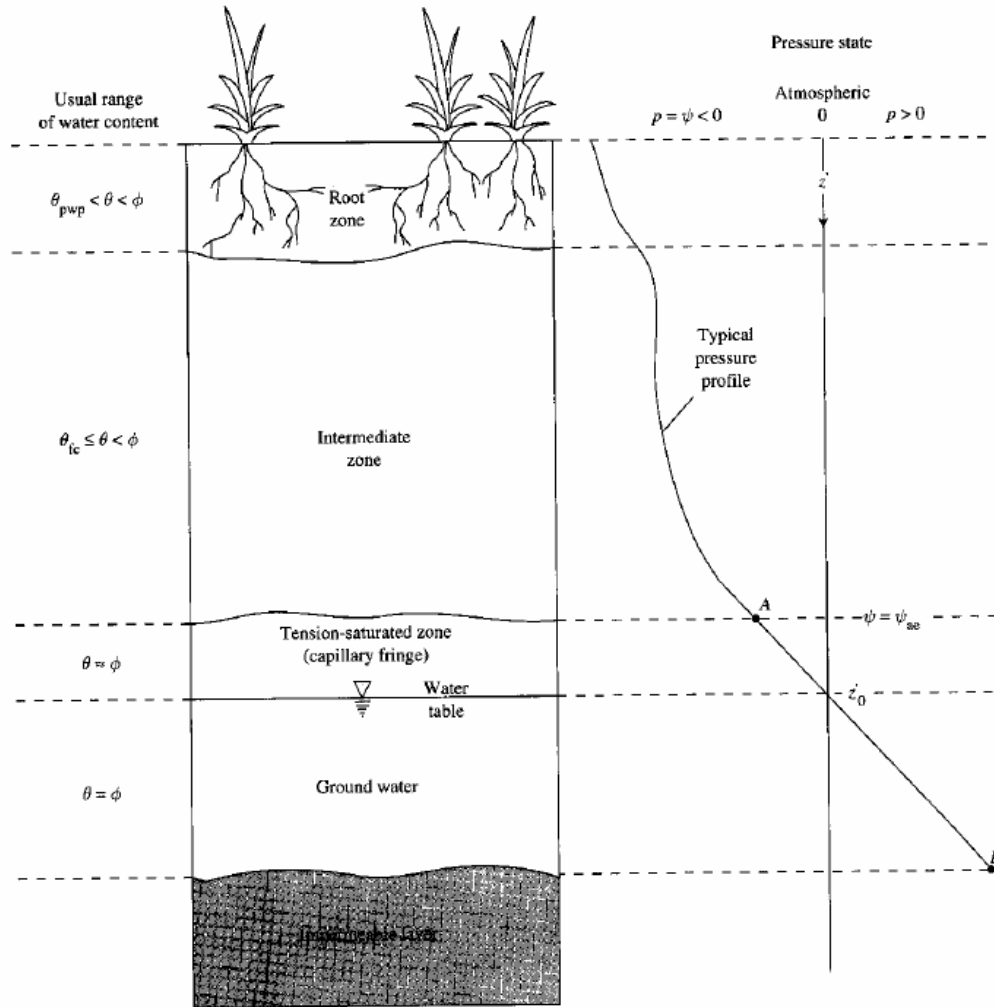


Figura 2 – Variazione dei potenziali lungo il profilo del suolo

Nella figura 2 si assume come piano di riferimento (P.R.) la superficie del suolo. Il potenziale gravitazionale, che dipende dalla distanza lineare dal P.R., è rappresentato quindi da una retta passante per l'origine del sistema, ed è sempre negativo nel terreno poiché si sviluppa del tutto al di sotto del P.R.. Il potenziale di pressione, che non dipende dalla scelta del P.R., è negativo (pot. di matrice) e minimo sulla superficie in corrispondenza del suolo più asciutto. Cresce poi progressivamente, in modo non lineare, fino a zero in corrispondenza della superficie freatica. Al di sotto di quest'ultima, in condizioni di saturazione, coincide con il carico idrostatico e cresce linearmente con la profondità. Sommando in ogni punto i due potenziali lungo il profilo del suolo si ottiene il potenziale totale. Nella zona di saturazione l'aumento del carico idrostatico è perfettamente compensato dalla diminuzione del potenziale gravitazionale. Il potenziale totale in condizioni di saturazione (falda) non ha variazioni sulla verticale (nel caso specifico ha un valore negativo pari alla profondità della superficie freatica).

La determinazione del potenziale capillare può effettuarsi in maniera diretta con misure tensiometriche o in modo inverso, misurando il contenuto d'acqua e utilizzando poi le curve di ritenzione.



Hydrologic Soil Horizons with Water Content Range and Pressure Distribution

Moto dell'acqua nel terreno

Il moto dell'acqua nel sottosuolo può avvenire in condizioni di saturazione o non saturazione. L'infiltrazione ha luogo nella parte più superficiale del terreno e pertanto si manifesta quasi sempre con un moto verticale in condizioni di non saturazione.

Negli strati più profondi, saturi d'acqua, il moto è detto di filtrazione ed è prevalentemente orizzontale.

La legge di Darcy descrive il moto di filtrazione in un mezzo saturo ed è rappresentata dalla relazione:

$$v = -K_s \frac{\partial h}{\partial s}$$

nella quale v è la velocità di filtrazione, K_s la permeabilità o conduttività idraulica a saturazione (che ha le dimensioni di una velocità), $\frac{\partial h}{\partial s}$ è la derivata del carico totale nella direzione del moto.

L'acqua si muove da zone a potenziale maggiore verso quelle a potenziale minore. Il segno negativo è necessario in quanto il verso del moto coincide con una diminuzione di energia e quindi con un gradiente negativo.

La legge si assume valida anche per il caso di moto in un mezzo poroso non saturo.

In questo caso però la permeabilità dipende dal contenuto idrico del suolo.

Di seguito si riporta una tabella contenente valori indicativi di alcune delle grandezze introdotte per diversi tipi di suolo.

Tabella 1 - Valori di parametri per vari tipi di suolo

Classi del suolo	Porosità	Conduttività idraulica a saturazione (cm/h)	Potenziale di suzione (cm) (valori estremi osservati)
	n	K_s	$ \Psi $
sabbioso	0.374 – 0.5	21.00	0.97 – 25.36
franco sabbioso	0.351 – 0.555	2.59	2.67 – 45.47
franco	0.375 – 0.551	0.68	1.33 – 59.38
franco limoso	0.420 – 0.582	1.32	2.92 – 95.39
franco argilloso	0.409 – 0.519	0.23	4.79 – 91.10
argilloso sabbioso	0.370 – 0.490	0.12	4.08 – 140.2
argilloso limoso	0.425 – 0.533	0.09	6.13 – 139.4
argilloso	0.427 – 0.523	0.06	6.39 – 156.5

L'equazione di Richards

La trattazione classica del moto dell'acqua in un mezzo non saturo è rappresentata dalla equazione di Richards, che descrive la dinamica del fenomeno applicando un'equazione di continuità ed un'equazione del moto.

Nelle ipotesi di fluido incomprimibile e scheletro solido indeformabile l'**equazione di continuità** per un volume elementare di suolo omogeneo in condizione di non saturazione, si scrive:

$$-\nabla \cdot q = -\left(\frac{\partial q_x}{\partial x} + \frac{\partial q_y}{\partial y} + \frac{\partial q_z}{\partial z}\right) = \frac{\partial \theta}{\partial t}$$

dove q_x , q_y , q_z sono le componenti del vettore velocità di filtrazione, q , nelle direzioni x, y, z del riferimento cartesiano, θ rappresenta il contenuto in volume dell'acqua presente nel suolo. Lo schema classico introdotto da Richards (1932) analizza il fenomeno dell'infiltrazione nelle seguenti ipotesi:

- il moto dell'acqua avviene soltanto allo stato liquido senza che si manifestino passaggi di stato;
- l'unica fase aeriforme presente è quella relativa all'aria, che si considera completamente interconnessa all'interno della matrice porosa;
- il campo di forze che governa il moto dell'aria all'interno della matrice porosa si ritiene trascurabile rispetto a quello che si esercita sull'acqua;
- l'aria è alla pressione atmosferica;
- le forze agenti sulla massa d'acqua presente sono quelle di massa, quelle viscosive e quelle di tensione superficiale.

Con tali ulteriori ipotesi la legge che esprime il flusso d'acqua attraverso un mezzo insaturo si scrive:

$$\bar{q} = -K(\theta)\bar{\nabla}h(\theta)$$

nella quale:

\bar{q} = vettore portata specifica;

$\bar{\nabla}h(\theta) = \left(\frac{\partial h}{\partial x}, \frac{\partial h}{\partial y}, \frac{\partial h}{\partial z} \right)$ rappresenta il vettore corrispondente al gradiente idraulico;

$h = z + \psi(\theta)$ è il carico idraulico.

L'equazione espressa in termini scalari diventa:

$$q_x = -K_x(\theta) \frac{\partial \psi(\theta)}{\partial x}$$

$$q_y = -K_y(\theta) \frac{\partial \psi(\theta)}{\partial y}$$

$$q_z = -K_z(\theta) \frac{\partial \psi(\theta)}{\partial z} - K_z(\theta)$$

Dall'ultima equazione si evince che nella direzione di z , positivo verso l'alto, oltre agli effetti molecolari (primo termine) devono considerarsi anche quelli gravitazionali (secondo termine). L'equazione, inoltre, rappresenta l'estensione della legge di Darcy al mezzo insaturo dove il termine di conduttività idraulica, K , è funzione del contenuto idrico θ ed il carico piezometrico h è dato dalla somma algebrica delle altezze capillari e della quota geometrica z rispetto ad un generico riferimento.

Si consideri ora solo il flusso monodimensionale lungo z . Sostituendo la legge di Darcy nella equazione di continuità si ottiene:

$$\frac{\partial}{\partial z} \left(K_z(\theta) \frac{\partial \psi(\theta)}{\partial z} \right) + \frac{\partial}{\partial z} K_z(\theta) = \frac{\partial \theta}{\partial t}$$

considerando la variazione di ψ rispetto a θ l'equazione può essere riscritta come

$$\frac{\partial}{\partial z} \left(K_z(\theta) \frac{\partial \Psi(\theta)}{\partial \theta} \frac{\partial \theta}{\partial z} \right) + \frac{\partial}{\partial z} K_z(\theta) = \frac{\partial \theta}{\partial t}$$

e ancora:

$$\frac{\partial}{\partial z} \left(D_z(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial z} \right) + \frac{\partial}{\partial z} K_z(\theta) = \frac{\partial \theta}{\partial t}$$

in cui

$D_z(\theta) = K_z(\theta) \frac{\partial \psi(\theta)}{\partial \theta}$ indica la diffusività [$L^2 T^{-1}$] nella direzione z .

L'equazione costituisce la cosiddetta equazione di Richards, ed evidenzia come con le ipotesi fatte l'infiltrazione risulta dalla sovrapposizione di un effetto prodotto dalle forze di tensione superficiale, puramente diffusivo ed un effetto causato dalle forze di gravità che descrive la percolazione dell'acqua all'interno dell'ammasso poroso. Tale equazione non è risolvibile analiticamente, per potere ottenere delle soluzioni occorre fare delle ipotesi semplificative, ponendo delle restrizioni sulla variabilità della diffusività e della permeabilità.

Metodi semplificati per la stima dell'infiltrazione nei modelli afflussi deflussi

La stima delle perdite per infiltrazione interessa nella pratica soprattutto per l'applicazione dei modelli afflussi-deflussi.

E' possibile distinguere due approcci: **modelli idrologici** basati prevalentemente su leggi empiriche e **modelli fisici di tipo semplificato** derivati da opportune schematizzazioni della reale dinamica dei fenomeni. I primi a dispetto di un minore legame fisico col processo in esame offrono il vantaggio di una parametrizzazione meno onerosa e soprattutto più facilmente determinabile da un'informazione qualitativa sulla litologia e sull'uso del suolo del bacino.

Nella trattazione che segue con il termine infiltrazione cumulata (F), si definisce il volume totale d'acqua infiltrato in un certo tempo t . La velocità con cui il fenomeno si manifesta è detta invece tasso di infiltrazione o infiltrabilità (f).

L'infiltrazione cumulata è dunque uguale all'integrale dell'infiltrabilità

$$F(t) = \int_0^t f(\tau) d\tau$$

mentre al contrario l'infiltrabilità risulta uguale all'integrale della infiltrazione cumulata

$$f(t) = \frac{dF(t)}{dt}$$

Metodi empirici (o idrologici)

I metodi proposti sostanzialmente determinano l'infiltrazione cumulata riferita all'intero fenomeno di piena attraverso l'applicazione dell'equazione di bilancio:

$$P_{netta} = Q = P - P_{loss}$$

in cui P_{netta} , P_{loss} e P rappresentano rispettivamente i volumi di pioggia netta, persa e totale per l'evento in esame, e Q il deflusso superficiale corrispondente.

Il metodo SCS-CN

Il metodo proposto dal Soil Conservation Service (1972), noto con il termine inglese di *Curve Number*, considera la seguente equazione di continuità ai fini del bilancio idrologico:

$$P_{netta} = P - S'$$

in cui P_{netta} è la precipitazione netta cumulata all'istante t , P è la precipitazione totale cumulata allo stesso tempo ed S è il volume specifico di acqua complessivamente perduto. Il modello si basa sull'ipotesi che sussista la seguente relazione di proporzionalità:

$$\frac{S'}{S} = \frac{P_{netta}}{P}$$

in cui S indica il massimo volume specifico che il terreno può trattenere in condizioni di saturazione. Ponendo $S' = P - P_{netta}$ dall'equazione di bilancio, si ha:

$$P_{netta} = \frac{S'}{S} P = \frac{(P - P_{netta})P}{S}$$

da cui

$$P_{netta}(P + S) = P^2 \Rightarrow P_{netta} = \frac{P^2}{P + S}$$

Introducendo al posto di P il termine $(P - I_a)$, con I_a pari alle perdite iniziali per unità di superficie, si ottiene la relazione:

$$P_{netta} = \frac{(P - I_a)^2}{(P - I_a + S)} \quad (1)$$

valida se $P > I_a$. Nel caso in cui $P < I_a$, $P_{netta} = 0$.

È da sottolineare che il metodo per quanto basato su considerazioni circa l'andamento temporale delle perdite nella formulazione originaria (eq. 1) è stato proposto per stimare il deflusso relativo all'intero fenomeno di piena e risulta quindi del tutto equivalente ad un metodo di stima del coefficiente di afflusso.

Il volume specifico di saturazione, S , dipende dalla natura del terreno e dall'uso del suolo, globalmente rappresentati dal parametro CN, secondo la relazione

$$S = S_0 \left(\frac{100}{CN} - 1 \right)$$

dove $0 < CN \leq 100$, ed S_0 è un fattore di scala, che dipende dall'unità di misura adottata e che per valori di S , F , P misurati in mm, è pari a 254 mm, ovvero 10 inches.

Il metodo SCS-CN prevede due parametri, I_a e CN. In realtà, il termine I_a rappresenta un volume di pioggia sottratto a priori dal bilancio in esame, che descrive in modo globale processi differenti, quali l'intercettazione da parte della vegetazione e l'accumulo nelle depressioni superficiali. Così definito, esso risulterebbe di difficile taratura, dovendo tenere conto di fattori climatici, geopedologici, ed antropici molto complessi.

Per ovviare alle difficoltà di taratura, la procedura del SCS-CN suggerisce di esprimerne la stima semplicemente come una quota percentuale di S , ponendo $I_a = cS$, con c generalmente

variabile tra 0.1 e 0.2. Di conseguenza, il modello risulta monoparametrico, in cui S , ovvero CN , è il solo parametro che descrive il fenomeno dell'assorbimento.

Come si può osservare nella figura 3 per CN pari a 100 il deflusso superficiale coincide con la pioggia totale cumulata, per cui l'infiltrazione risulta nulla (superfici completamente impermeabili). Viceversa per CN pari a 0 si ha una retta orizzontale corrispondente a superfici completamente permeabili.

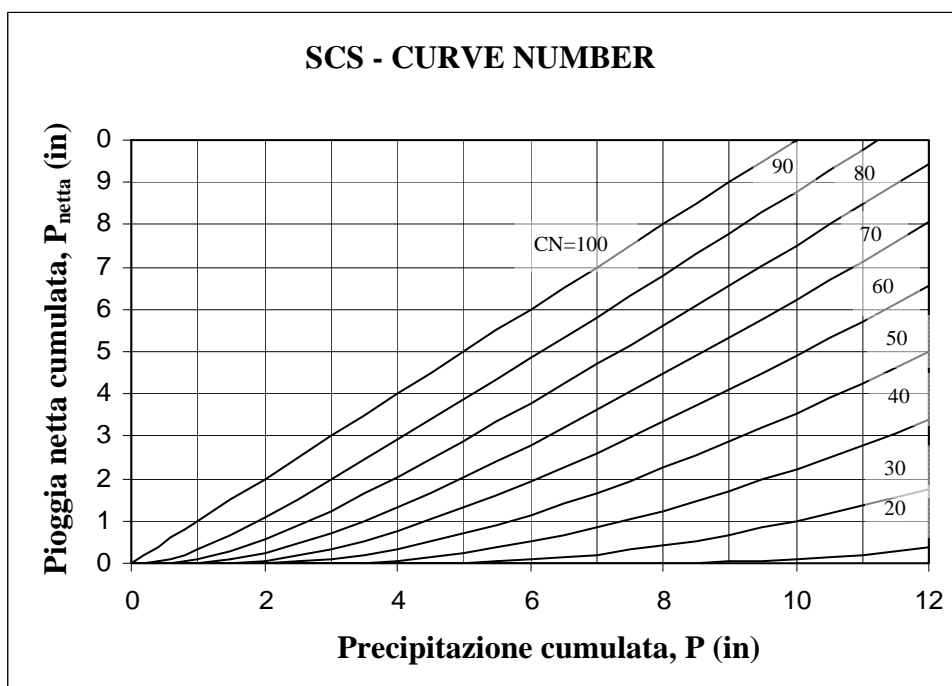


Figura 3 –Influenza del parametro CN nella stima del volume di pioggia netta.

Il parametro CN è un fattore decrescente della permeabilità e risulta legato:

- 1) alla tipologia litologica del suolo;
- 2) all'uso del suolo;
- 3) al grado di umidità del terreno prima dell'evento meteorico esaminato.

Per quanto riguarda la natura del suolo, l'SCS ha classificato i tipi di suolo in quattro gruppi (Tab.1).

Tabella 1 - Classificazione dei tipi idrologici di suolo secondo il metodo SCS-CN

<i>Tipo idrologico di suolo</i>	<i>Descrizione</i>
A	Scarsa potenzialità di deflusso. Comprende sabbie profonde con scarsissimo limo e argilla; anche ghiaie profonde, molto permeabili.
B	Potenzialità di deflusso moderatamente bassa. Comprende la maggior parte dei suoli sabbiosi meno profondi che nel gruppo A, ma il gruppo nel suo insieme mantiene alte capacità di infiltrazione anche a saturazione.
C	Potenzialità di deflusso moderatamente alta. Comprende suoli sottili e suoli contenenti considerevoli quantità di argilla e colloidali, anche se meno che nel gruppo D. Il gruppo ha scarsa capacità di infiltrazione a saturazione.
D	Potenzialità di deflusso molto alta. Comprende la maggior parte delle argille con alta capacità di rigonfiamento, ma anche suoli sottili con orizzonti pressochè impermeabili in vicinanza delle superfici.

Nella tabella 2 sono riportati, per tali gruppi, i valori del parametro CN anche con riferimento al tipo di copertura (uso del suolo).

Tabella 2 - Valori caratteristici del parametro CN

<i>Valori del parametro CN (adimensionale)</i>	<i>← Tipo idrologico Suolo →</i>			
<i>↓ Tipologia di Uso del Territorio</i>	<i>A</i>	<i>B</i>	<i>C</i>	<i>D</i>
Coltivazioni, in presenza di pratiche di conservazione del suolo	62	71	78	81
Coltivazioni, in assenza di pratiche di conservazione del suolo	72	81	88	91
Terreno da pascolo: cattive condizioni	68	79	86	89
buone condizioni	39	61	74	80
Boschi, in presenza di copertura rada e senza sottobosco	45	66	77	83
Boschi e foreste, in presenza di copertura fitta e con sottobosco	25	55	70	77
Spazi aperti con manto erboso superiore al 75% dell'area	39	61	74	80
Spazi aperti con manto erboso compreso tra il 50 ed il 75% dell'area	49	69	79	84
Spazi aperti con manto erboso inferiore al 50% dell'area	68	79	86	89
Zone industriali (area impermeabile 72%)	81	88	91	93
Zone commerciali e industriali (area imperm. 85%)	89	92	94	95
Zone residenziali, lotti fino a 500 m ² (area imperm. 65%)	77	85	90	92
Zone residenziali, lotti di 500÷1000 m ² (area imperm. 38%)	61	75	83	87
Zone residenziali, lotti di 1000÷1500 m ² (area imperm. 30%)	57	72	81	86
Zone residenziali, lotti di 1500÷2000 m ² (area imperm. 25%)	54	70	80	85
Zone residenziali, lotti di 2000÷5000 m ² (area imperm. 20%)	51	68	79	84
Zone residenziali, lotti di 5000÷10000 m ² (area imperm. 12%)	46	65	77	82
Parcheggi, tetti, autostrade,	98	98	98	98
Strade pavimentate o asfaltate, dotate di drenaggio	98	98	98	98

Strade con letto in ghiaia	76	85	89	91
Strade battute in terra	72	82	87	89

Per quanto riguarda l'influenza dello stato di umidità del suolo all'inizio dell'evento meteorico, l'SCS individua tre classi, AMC I, AMC II e AMC III, caratterizzate da differenti condizioni iniziali (*AMC=Antecedent Moisture Condition*) a seconda del valore assunto dall'altezza di pioggia caduta nei 5 giorni precedenti l'evento meteorico. L'attribuzione della classe *AMC* si basa sui criteri riportati nella tabella 3.

Tabella 3 – Attribuzione della classe *AMC*

Classe <i>AMC</i>	Stagione di riposo	Stagione di crescita
I	< 12.7 mm	<35.5 mm
II	12.7-28.0 mm	35.5-53.3 mm
III	>28.0 mm	>53.3 mm

I valori nella tabella 2 si riferiscono ad una condizione media di umidità del terreno all'inizio della precipitazione (classe II). Il CN così individuato può essere adattato a diverse condizioni di umidità attraverso le seguenti formule di conversione (Hawkins et al., 1985):

$$CN(I) = \frac{CN(II)}{2.3 - 0.013CN(II)}$$

$$CN(III) = \frac{CN(II)}{0.43 + 0.0057CN(II)}$$

Nella figura 4 è riportato un esempio di applicazione del metodo per un suolo caratterizzato da un CN(II) pari ad 80.

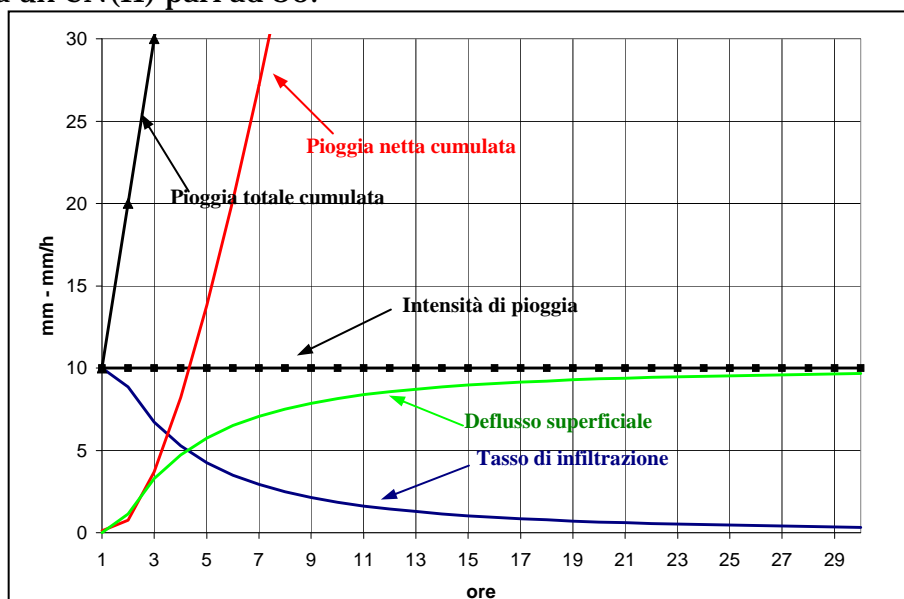


Figura 4 - Determinazione del deflusso superficiale per una pioggia di intensità costante in un terreno con CN=80.

Metodi fisici semplificati

Il modello di Horton

L'equazione di Horton (1933) offre una descrizione del fenomeno dell'infiltrazione basata sulle seguenti ipotesi:

- i) l'intensità di pioggia è maggiore della velocità di infiltrazione;
- ii) ogni tipologia di suolo è caratterizzata da una velocità di infiltrazione massima iniziale, f_0 , ed una minima, f_c , al cui valore tende asintoticamente la velocità di infiltrazione quando la durata dell'evento tende all'infinito;
- iii) in ogni istante dell'evento la variazione dell'intensità di infiltrazione, $f(t)$, è proporzionale, tramite un coefficiente α , di dimensione $[T^{-1}]$, alla differenza tra la velocità attuale e quella finale:

$$\frac{df}{dt} = -\alpha(f - f_c)$$

Integrando si ha:

$$\ln(f - f_c) = -\alpha t + C$$

ed introducendo la condizione iniziale: $f = f_0$ per $t = 0$ si ottiene:

$$f(t) = f_c + (f_0 - f_c) e^{-\alpha t}$$

E' stato dimostrato che l'equazione precedente risulta essere soluzione dell'equazione Richards considerando solo il termine che rappresenta le forze capillari ed in ipotesi di diffusività costante. Si tiene poi conto della componente gravitativa attraverso il termine aggiuntivo f_c che, infatti, usualmente si fa coincidere con quello della conduttività idraulica a saturazione, K_s .

Il volume specifico cumulato di infiltrazione si ottiene integrando l'espressione precedente:

$$F = \int_0^t f(t) dt = f_c t + \left[\frac{(f_0 - f_c)}{\alpha} \right] \cdot [1 - e^{-\alpha t}]$$

La stima dello ietogramma di pioggia netta si ricava dalla differenza tra intensità di precipitazione e velocità di infiltrazione per ogni intervallo temporale (Fig. 5). Per la sua natura concettuale i parametri del modello, f_0 , f_c , ed α , si determinano tramite taratura.

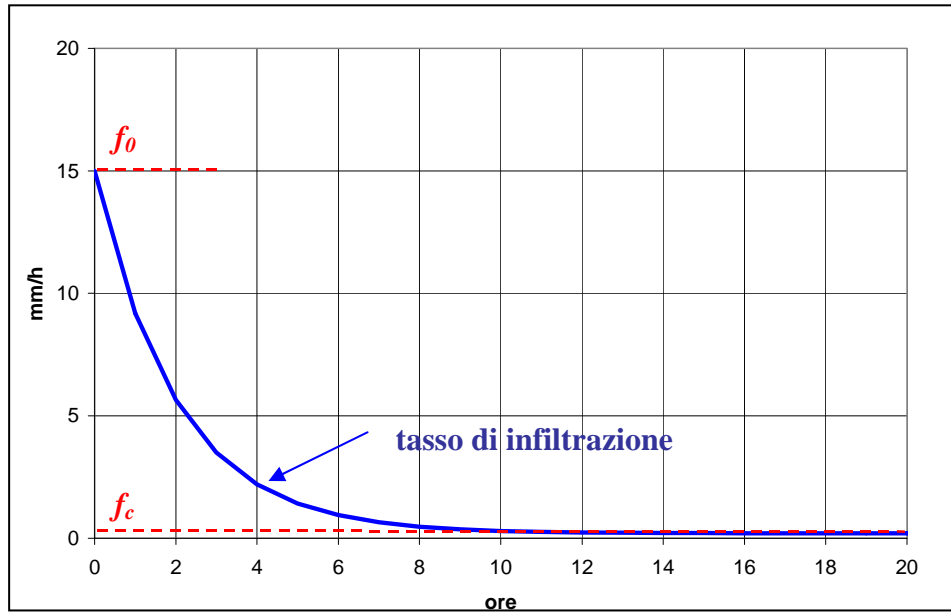


Figura 5 - Tasso di infiltrazione secondo il modello di Horton per un suolo argilloso ($f_0=15$, $f_c=0.2$ mm/h)

Il modello Green - Ampt

Il modello Green-Ampt (1911) propone la rappresentazione analitica esatta di una descrizione fisica approssimata del fenomeno dell'infiltrazione. In particolare, la velocità di infiltrazione si stima ipotizzando un profilo di umidità nel suolo di tipo semplificato.

L'analisi del contenuto idrico lungo il profilo del suolo durante il moto dell'acqua verso il basso evidenzia la presenza di un fronte di umidificazione o di bagnatura dove la variazione di contenuto idrico con la profondità è tanto elevata da dare l'impressione di una netta discontinuità tra il suolo umido e quello asciutto (Fig. 6).

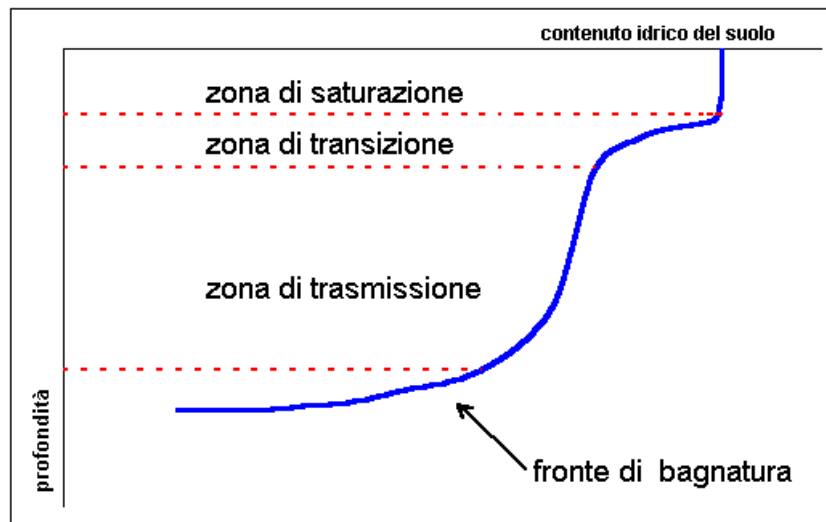


Figura 6 - Contenuto idrico lungo il profilo del suolo

Gli autori hanno considerato una semplificazione del processo ipotizzando un suolo omogeneo con contenuto idrico iniziale uniforme lungo tutto il profilo interessato ed un movimento dell'acqua "a pistone" lungo la verticale z . Il fronte di umidificazione è orizzontale (Fig. 7) e separa una zona sovrastante satura ($\theta_s = n$) da quella inferiore non satura, con contenuto d'acqua pari a quello iniziale ($\theta = \theta_i$). Sia L la distanza, lungo la verticale z , tra la superficie del suolo e la posizione del fronte di infiltrazione al tempo t . In un'area unitaria, il volume d'acqua infiltratosi $F(t)$, è dato da:

$$F(t) = L \cdot (n - \theta_i) = L \cdot \Delta\theta \tag{3}$$

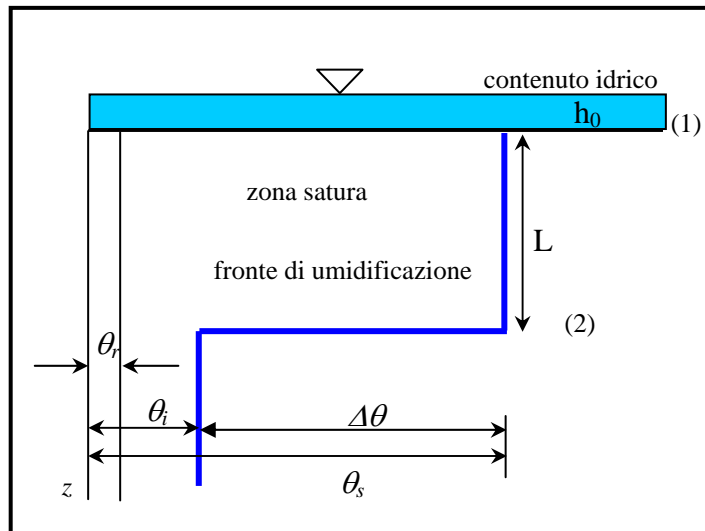


Figura 7 – Schematizzazione del profilo verticale del contenuto idrico nel modello di Green-Ampt

Applicando la *legge di Darcy* al moto di filtrazione verticale e osservando che la velocità di filtrazione alla superficie coincide con il tasso di infiltrazione f , assunto positivo per definizione si ha:

$$f = -K \frac{\partial h}{\partial z}$$

dove K è la conduttività idraulica e $\frac{\partial h}{\partial z}$ il gradiente idraulico.

Considerando due punti posti rispettivamente in corrispondenza della superficie del terreno (1) e dalla parte secca del fronte di umidificazione (2) l'equazione può essere approssimata dalla:

$$f = K \frac{h_1 - h_2}{z_1 - z_2} = K \frac{h_1 - h_2}{L}$$

Prendendo come piano di riferimento la superficie del suolo $z = 0$, il carico h_1 in superficie è dato del tirante idrico della lama d'acqua eventualmente presente (generalmente $h_1 = h_0 = 0$) ed il carico agente sul fronte di infiltrazione è $h_2 = -|\Psi| - L$, somma del potenziale capillare e del potenziale gravitazionale. L'equazione di Darcy diventa:

$$f = K \left[\frac{|\Psi| + L}{L} \right]$$

Dalla (3) considerando che $L = F/\Delta\theta$ si ha:

$$f = K \left[\frac{|\Psi| \Delta\theta + F}{F} \right]$$

integrando, il volume infiltrato al tempo t è:

$$F(t) = Kt + |\Psi| \cdot \Delta\theta \ln \left(1 + \frac{F(t)}{|\Psi| \Delta\theta} \right)$$

Quest'ultima è l'equazione di Green-Ampt per l'infiltrazione cumulata. E' un'equazione implicita e deve essere risolta per tentativi con successive sostituzioni. Definiti t , K , Ψ , $\Delta\theta$, si inserisce nel termine a destra un valore iniziale per F (normalmente $F=Kt$) Il risultato del calcolo è un nuovo valore F che viene sostituito a quello iniziale. La procedura termina quando il valore di F converge ad un valore costante. A partire dal valore di F è poi immediato risalire al tasso di infiltrazione f .

Infiltrazione effettiva

Molti dei modelli esaminati, per la loro formulazione matematica, sono rappresentativi della sola capacità di drenaggio del terreno al variare del tempo, per assegnate condizioni iniziali (superficie satura), indipendentemente dalla precipitazione.

Pertanto si parla di infiltrazione potenziale, o capacità di infiltrazione, cioè quella che presenterebbe il terreno in determinate condizioni se l'acqua fosse messa continuamente ed illimitatamente a disposizione alla superficie.

Il reale tasso di infiltrazione f_r si ottiene, invece, attraverso il confronto tra capacità di infiltrazione ed intensità di pioggia. Se quest'ultima risulta in ogni istante maggiore del tasso di infiltrazione potenziale, l'acqua disponibile è sufficiente a soddisfare la capacità del terreno di assorbire acqua, ed il tasso di infiltrazione potenziale coincide con il reale.

Se l'acqua viene resa disponibile in superficie con una intensità minore del tasso di infiltrazione potenziale l'infiltrabilità reale diminuisce in misura inferiore al relativo valore potenziale.

In queste condizioni, a lungo termine, si sottostima il valore delle perdite sovrastimando il deflusso superficiale.

Dall'analisi delle reali dinamiche si è osservato che la pioggia inizialmente si infiltra totalmente fino alla saturazione della superficie del suolo, quando sul terreno inizia a formarsi un velo d'acqua che da luogo al deflusso superficiale.

Tale condizione si verifica quando l'intensità di pioggia i uguaglia il tasso di infiltrazione potenziale f . L'intervallo di tempo che intercorre tra l'inizio della pioggia ed il raggiungimento della saturazione prende il nome di *tempo di saturazione* (o *ponding*

time), t_p . Il tasso di infiltrazione reale da questo istante in poi coincide con quello potenziale.

L'infiltrazione potenziale cumulata fino a t_p risulta, però, maggiore della quantità di pioggia realmente osservata. Per risolvere tale incongruenza si trasla, lungo l'asse dei tempi, l'origine della curva di infiltrazione di un tempo, t_0 , tale da soddisfare l'uguaglianza tra volume piovuto ed infiltrato.

Indicando con $F_r(t)$ l'infiltrazione cumulata reale e con $F(t)$ quella potenziale sarà:

$$F_r(t_p) = F(t_p - t_0)$$

Con questa condizione, anche il tasso di infiltrazione a t_p sarà quello della curva potenziale traslata a destra di t_0 . In effetti, è come se si considerasse un'infiltrazione potenziale relativa ad una pioggia più breve iniziata al tempo t_0 .

In caso di intensità di precipitazione costante i valori di t_0 e t_p si ottengono dalla soluzione del sistema:

$$\begin{cases} it_p = F(t_p - t_0) \\ i = f(t_p - t_0) \end{cases} \quad (4)$$

La prima condizione impone l'uguaglianza dei volumi infiltrati a t_p e la seconda quella tra intensità di pioggia e tasso di infiltrazione. Per i modelli considerati le (4) riconducono alle espressioni riportate nella tabella 4.

Tabella 4 - Tempi di saturazione e di traslazione per intensità di pioggia costante per alcuni dei modelli esaminati.

Metodo	Tempo di traslazione t_0	Tempo di saturazione t_p
Green-Ampt	$t_0 = t_p - \frac{1}{K} \left[it_p - \psi \Delta \theta \ln \left(1 + \frac{it_p}{\psi \Delta \theta} \right) \right]$	$t_p = \frac{K \psi \Delta \theta}{i(i - K)}$
Horton	$t_0 = t_p - \frac{1}{\alpha} \ln \left(\frac{f_0 - f_c}{i - f_c} \right)$	$t_p = \frac{1}{i\alpha} \left[(f_0 - i) + f_c \ln \left(\frac{f_0 - f_c}{i - f_c} \right) \right]$
SCS-CN	$\frac{I_a}{i}$	$\frac{I_a}{i}$

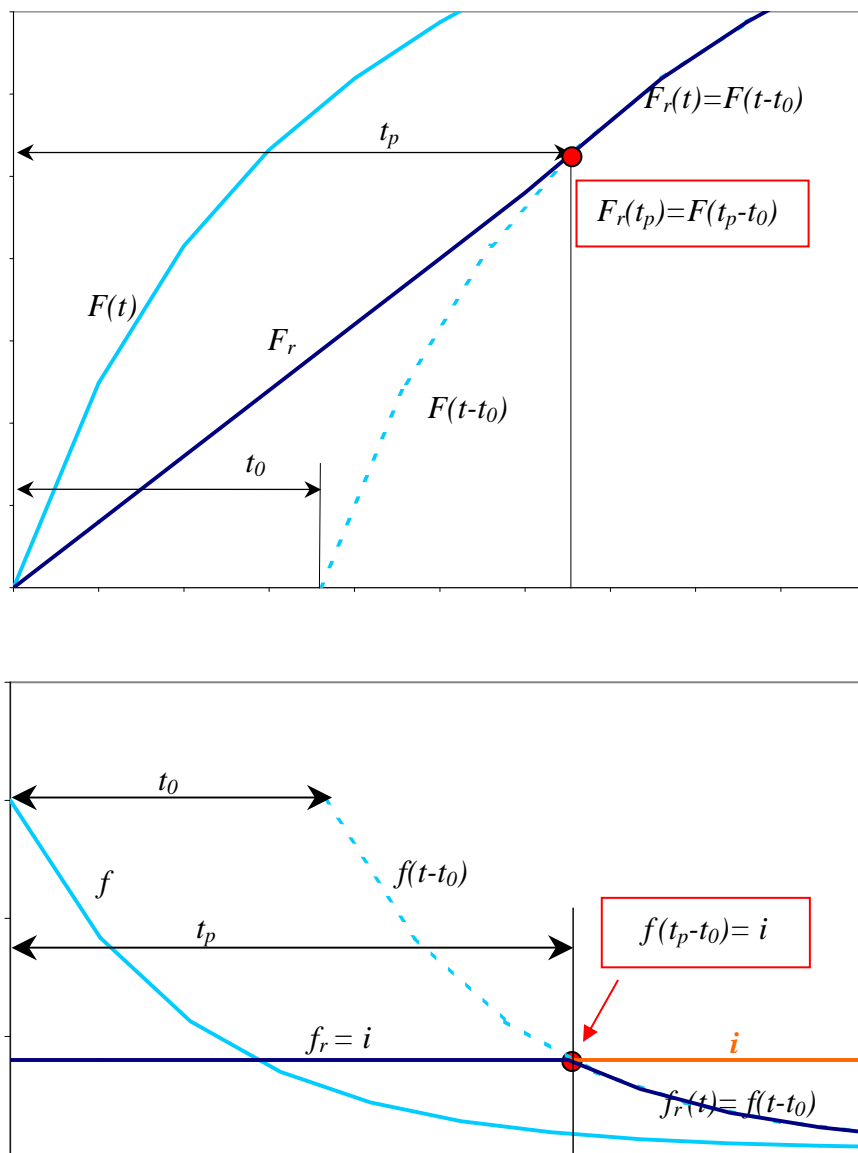


Figura 8 – Andamento dell'infiltrazione cumulata e del tasso di infiltrazione reale e potenziale nel caso di pioggia costante

Si consideri ad esempio il modello di Horton. Dall'imposizione della seconda delle equazioni (4) si ha:

$$i = f(t_p - t_0) = f_c + (f_0 - f_c)e^{-\alpha(t_p - t_0)}$$

Con alcuni semplici passaggi si ottiene l'espressione riportata in tabella 5 per il tempo di traslazione t_0 .

$$t_0 = t_p - \frac{1}{\alpha} \ln \left(\frac{f_0 - f_c}{i - f_c} \right)$$

Per la stima del tempo di saturazione si imponga ora la prima condizione delle equazioni (4) per cui si ottiene:

$$it_p = F(t_p - t_0) = f_c(t_p - t_0) + \frac{f_0 - f_c}{\alpha} \left[1 - e^{-\alpha(t_p - t_0)} \right]$$

Sostituendo in questa ultima espressione quella ricavata in precedenza per t_0 si ottiene un'equazione in cui l'unica incognita rimane t_p .

$$t_p = \frac{1}{i\alpha} \left[(f_0 - i) + f_c \ln \left(\frac{f_0 - f_c}{i - f_c} \right) \right]$$

Si ricavano ora le equazioni riportate nella tabella 5 per il modello Green-Ampt. Imponendo le condizioni (4) si ha:

$$i = f(t_p - t_0) = K \left(\frac{\psi\Delta\theta}{F(t_p - t_0)} + 1 \right) = K \left(\frac{\psi\Delta\theta}{it_p} + 1 \right)$$

da cui

$$t_p = \frac{K\psi\Delta\theta}{i(i - K)}$$

Per considerare l'infiltrazione reale la curva potenziale si trasla di un tempo $t_0 > 0$, scelto in modo tale che il tasso di infiltrazione e l'infiltrazione cumulata siano uguali, all'istante t_p a quelle prodotte dall'afflusso iniziato al tempo 0. Indicando quindi $F(t_p - t_0)$ con F_p si ha:

$$F_p - \psi\Delta\theta \ln \left(1 + \frac{F_p}{\psi\Delta\theta} \right) = K(t_p - t_0)$$

da cui imponendo $F_p = it_p$ si ricava t_0 .

$$t_0 = t_p - \frac{1}{K} \left[it_p - \psi\Delta\theta \ln \left(1 + \frac{it_p}{\psi\Delta\theta} \right) \right]$$

Nel caso reale di intensità di pioggia variabile nel tempo la determinazione di questi due istanti temporali si effettua considerando le seguenti espressioni:

$$\left\{ \begin{array}{l} \int_0^{t_p} i(t) dt = \int_{t_0}^{t_p} f(t - t_0) dt \\ i(t_p) = f(t_p - t_0) \end{array} \right.$$

in cui $i(t)$ è l'intensità di pioggia e $f(t)$ l'infiltrazione potenziale. Poiché l'intensità di pioggia non è fornita in genere da un'espressione analitica è necessario effettuare una discretizzazione.

Generazione del deflusso

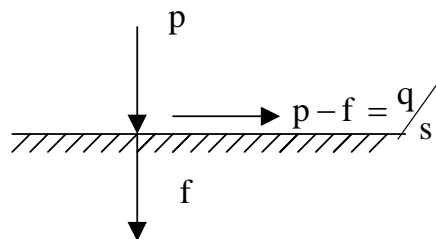
Dallo schema di Horton a quello dell'area contribuente variabile

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

Quando la pioggia raggiunge la superficie del suolo, in relazione all'intensità della precipitazione ed alla permeabilità ed umidità del suolo, parte di essa si infiltra nel terreno, mentre il resto da luogo allo scorrimento superficiale sui versanti che poi contribuisce alla formazione della portata nel corso d'acqua.

E' questo il processo alla base del classico meccanismo individuato da Horton (Fig. A.1a) in cui si ipotizza, che il deflusso superficiale occorra quando l'intensità di precipitazione (p) supera la capacità di infiltrazione massima (f^*) del terreno.

Quando p è minore di tutta la pioggia si infiltra. Quando $p > f^*$, si infiltra una parte pari a f^* e l'eccesso di p rispetto a f^* diventa deflusso superficiale. E' un processo essenzialmente puntuale.



Betson (1964), introducendo il concetto di area contribuente parziale per l'eccesso di infiltrazione (Fig. A.1b), rileva come anche in corrispondenza di una piena tale fenomeno possa interessare solo una piccola porzione di bacino.

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

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

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

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

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

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

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

- 1) in aree di convergenza topografica;
- 2) in aree in cui si ha una diminuzione della capacità di trasferimento laterale del deflusso sub-superficiale a causa di una minore conducibilità idraulica;
- 3) in aree dove si riduce lo spessore del suolo;
- 4) per la formazione di una falda sospesa prossima alla superficie topografica.

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

La definizione dei processi coinvolti nel meccanismo per saturazione dal basso è alla base del concetto di *area contribuyente variabile*, esplicitamente contenuto in molti dei modelli di trasformazione afflussi-deflussi oggi più diffusi. Il deflusso non si origina contemporaneamente in tutto il bacino, ma in una zona che si espande e si contrae, stagionalmente e nel corso dell'evento, in funzione dell'intensità di precipitazione, delle condizioni del contenuto d'acqua antecedenti, della posizione della falda e delle caratteristiche del suolo. La teoria dell'area contribuyente variabile ha dato un grosso contributo all'idrologia, tendendo a diventare un paradigma dominante per la generazione del deflusso da contrapporre al classico approccio per eccesso di infiltrazione di Horton. E' evidente che le due teorie non si escludono, ma sono complementari.

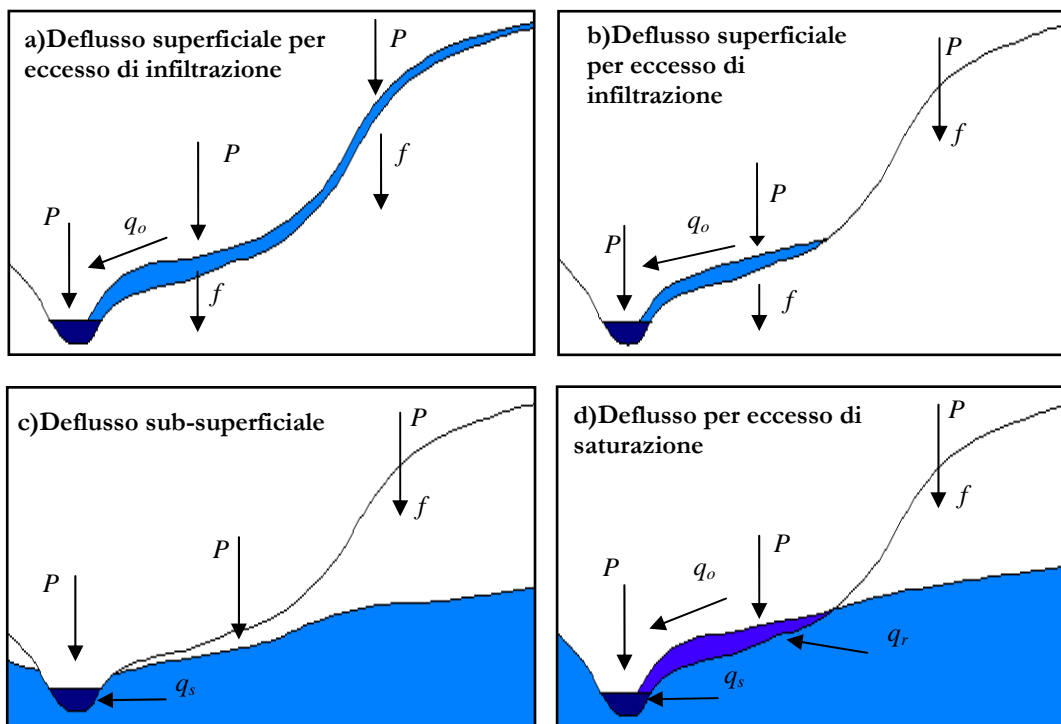


Figura A.1 Meccanismi di generazione del deflusso. Adattata da Beven (2000). P = precipitazione; q_o = deflusso superficiale; q_s = deflusso sub-superficiale; q_r = return flow; f = infiltrazione.

Fattori dominanti nella formazione della risposta idrologica

I meccanismi di generazione descritti possono presentarsi contemporaneamente in aree differenti di uno stesso bacino o innescarsi in tempi diversi in una stessa area in funzione dell'intensità dell'evento e delle condizioni di umidità, della capacità di immagazzinamento. Diversi tentativi di schematizzare il verificarsi dei differenti processi sono stati fatti rispetto ad alcune caratteristiche dominanti quali clima, vegetazione, suolo e topografia.

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

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

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

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

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

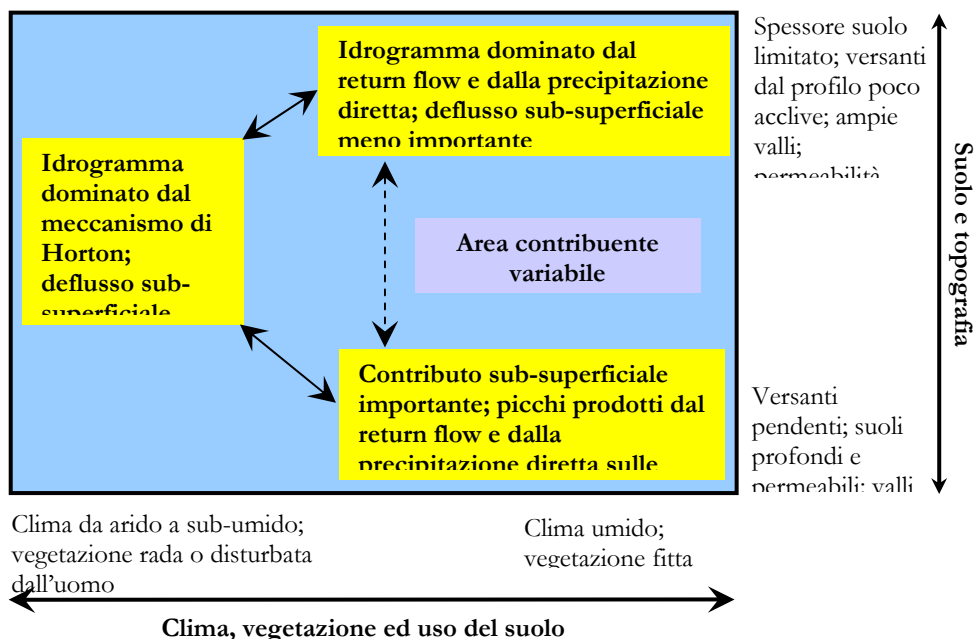


Figura A.2 Processi dominanti nella risposta idrologica. Adattata da Dunne e Leopold (1978).

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

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

L'esempio teorico considera una precipitazione di intensità costante, p , che incide su di un terreno caratterizzato nell'istante iniziale da una condizione "idrostatica" al di sopra della falda, per la quale non si hanno movimenti di acqua ($dh/dz=0$). Nelle illustrazioni *a* e *c* della figura A.3 è rappresentato il comportamento tipico del meccanismo hortoniano, per $p > K$ con K conducibilità idraulica a saturazione.

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

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

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

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

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

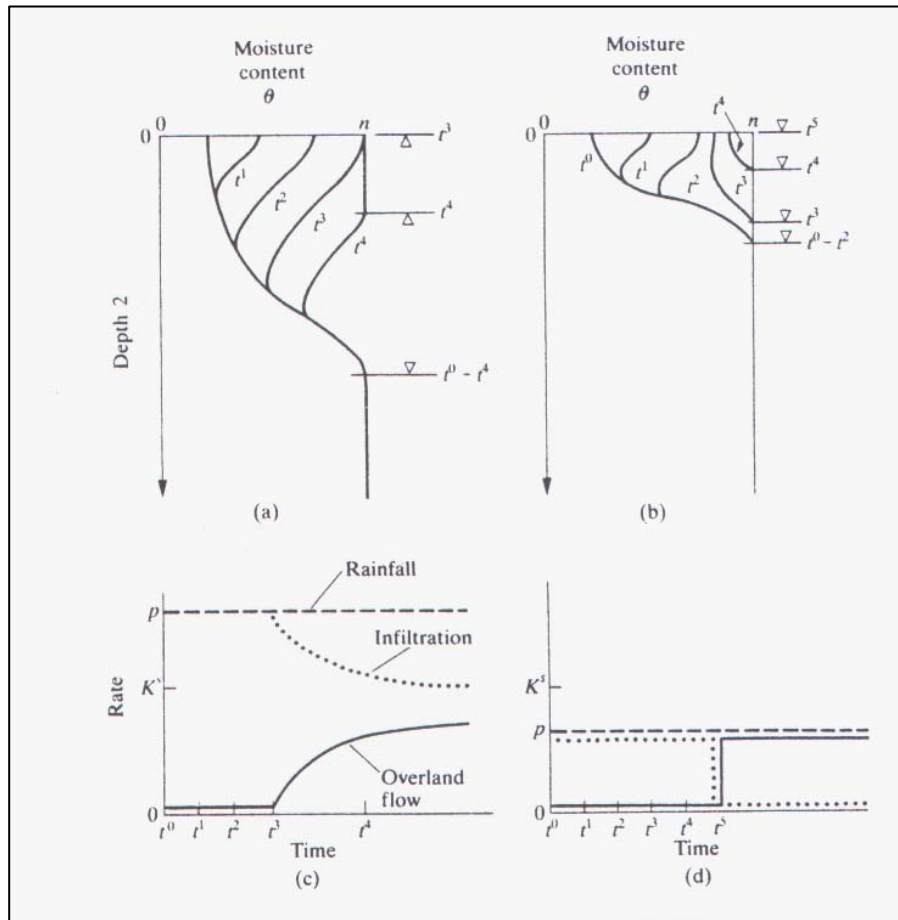


Figura A.3 Profilo del contenuto d'acqua del terreno per (a) il meccanismo di Horton e (b) il meccanismo di Dunne. Generazione del deflusso superficiale per (c) meccanismo di Horton e (d) meccanismo di Dunne.