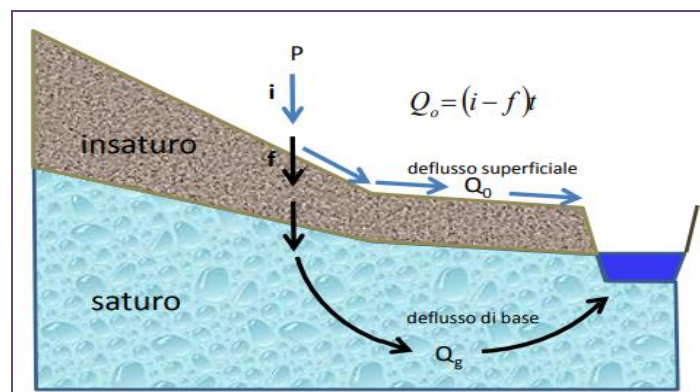


STIMA DEL DEFLUSSO SUPERFICIALE TRAMITE IL MODELLO DI R. E. HORTON

(Luigi Fanizzi - ECOACQUE®)

Con il termine infiltrazione, si indica il processo di trasferimento dell'acqua (*meteorica e superficiale*; di cui alla definizione del c.1, lett. b, dell'art. 54, del D. Lgs. 3 aprile 2006, N. 152 e s.m.i.), 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 dell'infiltrazione è influenzato da numerosi fattori tra cui l'entità della precipitazione (intensità), le caratteristiche del terreno (porosità efficace, conducibilità idraulica del suolo, materiali organici), morfologia del soprassuolo (copertura vegetale e pendenza), le condizioni di umidità del suolo all'inizio dell'evento (disponibilità della quantità d'acqua: *entità della precipitazione, scioglimento delle nevi ed esondazioni*) e le modalità con cui evolve l'evento meteorico stesso. 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. Nella trattazione che segue, si descriveranno i secondi e, nello specifico, il metodo fisico semplificato del modello di Robert Elmer Horton, che ha un maggiore legame fisico col processo in esame, anche se offre una parametrizzazione più onerosa. La teoria attribuisce alla superficie del suolo, il ruolo di partizionare la pioggia netta: una parte della precipitazione piovosa raggiunge rapidamente la rete idrografica per deflusso superficiale (deflusso diretto), l'altra si infiltra e si muove lentamente come deflusso sotterraneo (deflusso di base). In un dato istante il terreno ha una capacità di infiltrazione f , se su di esso insiste una pioggia con intensità i (maggiore di f) la frazione $(i-f)$, detta afflusso efficace, alimenta il deflusso superficiale. La capacità di infiltrazione diminuisce esponenzialmente nel tempo quindi è probabile che all'inizio dell'evento f sia maggiore di i e di conseguenza tutta la pioggia si infiltri nel suolo, successivamente, quando $(i-f)$ diviene positivo, una frazione di essa contribuisce, su tutta la superficie del bacino, alla produzione di deflusso superficiale. Secondo il meccanismo *hortoniano*, quindi, si ha formazione di deflusso superficiale quando l'intensità di precipitazione $i(t)$, supera la velocità d'infiltrazione $f(t)$, producendo un deflusso superficiale pari alla differenza tra volume di pioggia lordo e volume assorbito dal suolo nell'unità di tempo (meccanismo tipico dei climi aridi o semiaridi dell'Italia meridionale ed insulare). Con il termine "pioggia efficace" si intende quella frazione di precipitazione che contribuisce al deflusso diretto, dato dal deflusso superficiale e dalla frazione più rapida del deflusso sottosuperficiale. Il deflusso diretto coincide con il volume del corpo principale di una piena. E' quindi evidente l'importanza del calcolo della pioggia efficace, come quello che si vuole presentare in questa memoria, ai fini della ricostruzione di eventi di piena reali o della definizione della piena di progetto.



Formazione schematica dei deflussi *hortoniani*.

Il modello fisico semplificato di Horton, è stato sviluppato dal famoso idrologo Robert E. Horton che operò negli Stati Uniti d'America nei primi anni del ventesimo secolo. Horton, mediante prove sperimentali, nel proprio laboratorio, osservò che, qualora fosse stato disponibile un volume idrico in superficie, superiore al tasso d'infiltrazione $f(t)$, allora lo stesso $f(t)$ sarebbe variato da un valore iniziale f_0 al valore f_c , che sarebbe stato raggiunto, con legge esponenziale, in modo decrescente ossia secondo la relazione (1):

$$f = f_c + (f_0 - f_c) \cdot e^{-at}$$

in cui:

f_0 = tasso di infiltrazione potenziale massimo iniziale, nel suolo secco al tempo $t = 0$ (in realtà dipendente dalle condizioni iniziali di imbibizione), espresso in mm/h;

f_c = tasso d'infiltrazione potenziale limite ossia tasso di infiltrazione a terreno saturo al tempo $t = \infty$, in mm/h (mediamente raggiunto in 2 h ÷ 3 h) e rappresenta una costante di esaurimento (G. Mendicino, 1993);

$\alpha = 1/k$ = esponente di decadimento, avente dimensionalità inversa al tempo (1/h), funzione delle caratteristiche intrinseche del terreno.

Il volume cumulato d'infiltrazione, si ottiene integrando l'espressione precedente:

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

L'equazione di R. E. Horton (1933 ÷ 1940), pertanto, descrive il fenomeno fisico dell'infiltrazione basandosi sulle seguenti ipotesi semplificative (D. Biondi, 2012):

- I) l'intensità di pioggia è maggiore della velocità di infiltrazione e, quindi, la superficie è saturata;
- 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 d'infiltrazione attuale e quella finale:

Trascurando l'evapotraspirazione (0,2 mm ÷ 1,2 mm) e le trattenute superficiali (0,2 mm ÷ 2,0 mm), la pioggia netta $p(t)$ è data da (2):

$$p(t) = i(t) - f(t)$$

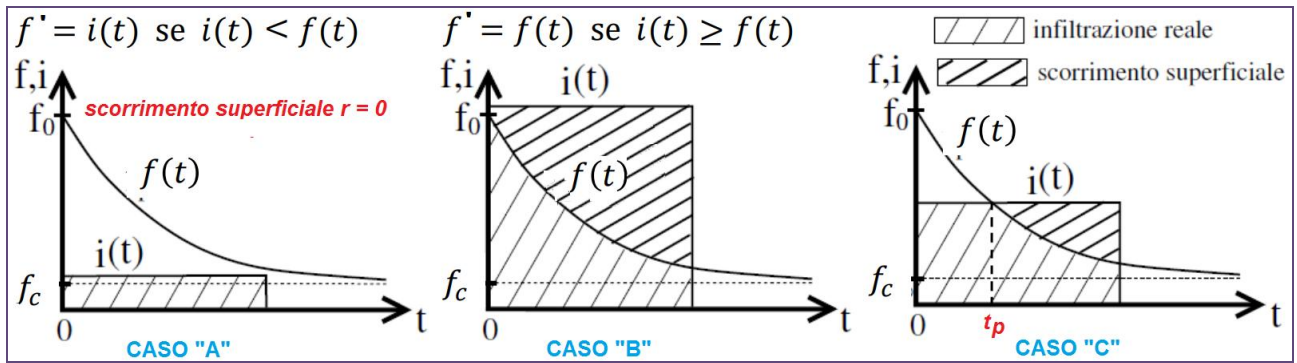
dove $i(t)$ è la precipitazione lorda e $f(t)$ è la perdita per infiltrazione nei suoli. Quando si utilizza l'approccio hortoniano per determinare l'infiltrazione, occorre confrontare l'intensità di pioggia $i(t)$ con la curva d'infiltrazione potenziale $f(t)$, come espressa in precedenza, per cui si possono distinguere i seguenti tre casi:

Casi A) se la precipitazione lorda $i(t)$ è sempre inferiore a $f(t)$, sin dal primo istante, la pioggia netta $p(t) = i(t) - f(t)$ è nulla e l'infiltrazione effettiva $f'(t)$ è pari alla pioggia lorda $i(t)$. In altri termini, se $i(t) < f(t)$ allora:

$$p(t) = 0 \Rightarrow f'(t) = i(t);$$

Caso B) se, viceversa, la precipitazione lorda $i(t) \geq f(t)$ è sempre superiore o, al più uguale, (sin dal primo istante) alla curva $f(t)$, l'infiltrazione effettiva o reale $f'(t)$ resta costante ed è pari all'infiltrazione potenziale o teorica $f(t)$, data dalla relazione (1), e la pioggia netta si ricava dalla relazione (2): $p(t) \geq f(t) \Rightarrow f'(t) = f(t)$ ed ha andamento decrescente da f_0 ad f_c secondo la relazione $f(t)$.

Caso C) tuttavia, il caso più frequente è quello in cui lo istogramma lordo è, inizialmente, inferiore alla curva $f(t)$, come nel Caso A ma, ad un certo punto, interseca (**p. di eguaglianza**), quest'ultima (ossia l'intensità di precipitazione lorda diviene, quindi, superiore all'infiltrazione potenziale, come nel Caso B). In tal caso il metodo hortoniano è ancora applicabile, ma l'infiltrazione effettiva si ottiene traslando, orizzontalmente, di un tempo t_0 la curva $f(t)$, in modo tale che, quando la curva di infiltrazione effettiva $f'(t-t_0)$ interseca lo istogramma lordo, l'altezza di pioggia cumulata $H(t)$ caduta fino a quell'istante, sia uguale a quella $F(t-t_0)$, complessivamente infiltratasi fino al medesimo istante, per tutti i valori: $f_c < i(t) < f_0$.



Casi di infiltrazione possibili nell'approccio hortoniano.

Questo modello, come accennato, fornisce il tasso di infiltrazione potenziale che differisce da quello reale se l'intensità di pioggia non è superiore al tasso stesso, qualunque sia il tempo considerato, cioè se non è verificata la condizione di *ponding* (presenza di un velo d'acqua superficiale). Essa, quindi, è indipendente dall'entità della precipitazione. Nella fase iniziale di un evento meteorico, l'effettiva capacità di filtrazione, normalmente, è superiore all'intensità di pioggia, perché non si parte dalla condizione di *ponding* e, quindi, decade nel tempo in maniera più contenuta di quanto indicato dal tasso di infiltrazione potenziale, in quanto il terreno ha una residua capacità di immagazzinamento maggiore di quella prevista dal modello teorico e non si ha ancora la formazione di pioggia netta. Per riportarsi alle condizioni reali si usa operare una traslazione della curva teorica di un tempo di traslazione t_0 (cd **travel time**):

$$f' = f_c + (f_0 - f_c) \cdot e^{-\frac{t-t_0}{k}}$$

ove il termine addizionale f_c tiene conto della componente gravitativa che, infatti, si fa coincidere con quello della conduttività idraulica a saturazione k_s (S. Manfreda et Al., 2010) ed il tempo t_0 è stimato attraverso la seguente formula:

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

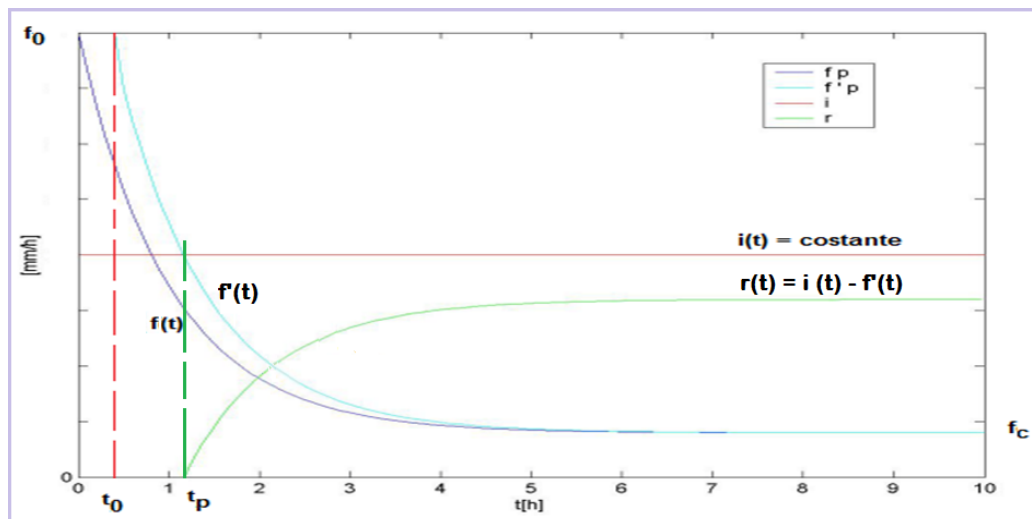
che si ottiene imponendo che, al *ponding time* t_p (tempo di saturazione), il volume effettivamente infiltrato, dall'inizio dell'evento piovoso sia il massimo infiltrabile, secondo lo schema proposto da R. G. Mein e C. L. Larson (1973). Il t_p , per cui si ha l'uguaglianza tra l'intensità di pioggia ed il tasso di infiltrazione reale, può essere calcolato a sua volta, come:

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

Il volume di infiltrazione totale cumulata, si ottiene per integrazione della curva del tasso di infiltrazione reale tra il tempo t_0 ed il tempo t_p , oppure moltiplicando l'intensità di pioggia, costante, per il t_p :

$$F = \int_{t_0}^{t_p} f'(t_p - t_0) dt = f_c \cdot (t_p - t_0) + \frac{(f_0 - f_c)}{\alpha} \cdot [1 - e^{-\alpha \cdot (t_p - t_0)}] = i \cdot t_p$$

Il diagramma del deflusso superficiale si ricava per differenza tra l'intensità di precipitazione ed il tasso di infiltrazione reale e presenta un asintoto, in quanto, in presenza di pioggia di intensità costante, si assesta nel momento in cui il terreno raggiunge la saturazione, così da permettere la formazione, in superficie del suolo, di un sottile velo d'acqua (*ponding water*). Poiché il deflusso superficiale è possibile solo a partire dal t_p , si ricalcola la f' secondo tempi equispaziati che partono dal t_p e si ottiene il deflusso. Se è presente vegetazione, i valori dell'infiltrazione totale (F), vanno moltiplicati per un fattore, medio minimo correttivo, variabile (M. Ciabatti, 1982) da: **1,00** (*suolo nudo*) a **1,10** (*colture sarchiate: pomodoro, mais, barbabietola da zucchero, soia, girasole, ecc.*) e da **1,30** (*colture molto addensate: grano, orzo, riso, avena segale, ecc.*) a **1,40** (*colture erbacee e forestali*). Nel seguente grafico si sono riportati l'andamento dell'intensità di pioggia (*in rosso*), del tasso di infiltrazione potenziale (*in blu*), di quello effettivo (*in ciano*) e del deflusso superficiale (*in verde*) al fine di osservare tutto quanto espresso in precedenza.



Stima del deflusso superficiale tramite il modello hortoniano.

Per la sua natura concettuale i valori dei parametri del modello hortoniano: f_0 , f_c ed α ; sono stati proposti dal Soil Conservation Service (1956) e da American Society of Civil Engineers (1949) e riportati nella seguente Tabella:

GRUPPO DI SUOLO – SCS	f_0 [mm/h]	f_c [mm/h]	α [1/h]
A (Deflusso Potenziale Superficiale Basso)	250	25,4	2
B (D. P. S. Moderatamente Basso)	200	12,7	2
C (D. P. S. Moderatamente Alto)	125	6,3	2
D ((Deflusso Potenziale Superficiale Alto)	76	2,5	2

Valori di letteratura dei parametri delle curve di Horton per le Classi idrogeologiche normalizzate da SCS (Modello ILLUDAS, H.G. Wenzel Jr. e M.L. Voorhees, 1980).

GRUPPO DI SUOLO – SCS	f_0 [mm/h]	f_c [mm/h]	α [1/h]
A (Deflusso Potenziale Superficiale Basso)	117	17	5,34
B (D. P. S. Moderatamente Basso)	76	16	4,14
C (D. P. S. Moderatamente Alto)	76	11	4,14
D ((Deflusso Potenziale Superficiale Alto)	76	6	4,14

Valori di letteratura dei parametri delle curve di Horton per le Classi idrogeologiche normalizzate da SCS (Mod. Manuale ASCE, 1949).

Di seguito si descrivono, brevemente i vari gruppi di suolo come meglio dettagliati, per classi di permeabilità omogenea, nelle susseguenti Tabelle.

D. rocce a **permeabilità bassa** ($k < 10^{-7}$ m/s): comprende rocce intrusive, eruttive, metamorfiche, rocce argillose e loams;

C. rocce a **permeabilità moderatamente bassa** (10^{-7} m/s $\leq k < 10^{-6}$ m/s): comprende rocce sedimentarie, dolomitiche e calcaree compatte o rocce tipo fratturate;

B. rocce a **permeabilità moderatamente alta** (10^{-6} m/s $\leq k < 10^{-4}$ m/s): comprende depositi glaciali, coltri eluviali e colluviali, conglomerati, brecce, sabbie e rocce tipo molto fratturate;

A. rocce a **permeabilità elevata** ($k \geq 10^{-4}$ m/s): comprende tufi incoerenti, pozzolane, rocce calcaree, fossilifere, organogene molto fratturate, gessi, limi, sabbie, ghiaie, ciottoli, falde e coni di detrito.

SUOLI TIPO	f'(t) [mm/h]
Sabbie (A)	13 ÷ 25
Depositi alluvionali (B)	3,65 ÷ 18,25
Arenarie e Calcareniti (C)	1,35 ÷ 7,75
Argille e Loams (D)	0,25 ÷ 2,50

Valori sperimentali d'infiltrazione per alcuni tipi di suoli (mod. R.E. Horton, 1933).

Classi di permeabilità	Descrizione classi idrogeologiche omogenee per permeabilità	Grado di permeabilità
A	Tufi incoerenti, pozzolane, ceneri, scorie, lapilli, (si presentano in strati e banchi, dune, depositi sabbiosi di origine eolica a ridosso di spiagge)	Elevata
	Rocce calcaree (calcari dolomitici, c. marnosi, travertini, calcareniti, breccie calcaree, calcari organogeni) fossilifere, organogene, molto fratturate, gessi salgemma	
	Limi, sabbie, ciottoli (formano depositi alluvionali di origine fluviale o lacustre, tali materiali formano le pianure alluvionali, i con di deiezione, i terrazzi fluviali)	
	Falde e con di detrito, macerati, composti da cumuli di frammenti rocciosi, di solito angolosi, talora più o meno cementati (breccie di pendio); si trovano ai piedi dei versanti montuosi ripidi e presentano tracce più o meno evidenti di stratificazione	
B	Morene ed in generale depositi glaciali	Buona
	Coltri eluviali e colluviali – costituite prevalentemente da sabbie e limi con minori quantità di ghiaie, variamente mescolati fra loro	
	Conglomerati, breccie, sabbioni e sabbie cementate (ciottoli, ghiaie, sabbie e limo a vari gradi di cementazione)	
	Rocce tipo molto fratturate	
C	Rocce sedimentarie compatte – dolomie, marne, arenarie, tufi cementati, pomici, alternanza di argille e arenarie, di argille e calcari	Mediocre
	Rocce dolomitiche compatte	
	Rocce calcaree compatte	
	Rocce tipo fratturate	
D	Rocce eruttive (o magmatiche) intrusive – graniti, sieniti, dioriti, gabbri	Scarsa
	Rocce eruttive (o magmatiche) effusive – porfidi, trachiti, lipariti, fonoliti, porfiriti, andesiti, basalti, tefriti, leucititi	
	Rocce argillose – argilloscisti, argille varie, depositi argillosi di origine lacustre, banchi argillosi di origine fluviale intercalati spesso nei sedimenti alluvionali, depositi eluviali (ferretto, terra rossa) e colluviali argillosi che possono coprire sottostanti rocce permeabili rendendo così impermeabile il terreno	
	Rocce metamorfiche – gneiss, micascisti, quarziti, filladi, scisti anfibolici, talcoscisti e scisti di natura silicea	

Gruppi litologici SCS, a permeabilità omogenea (Kennessey, 1930).

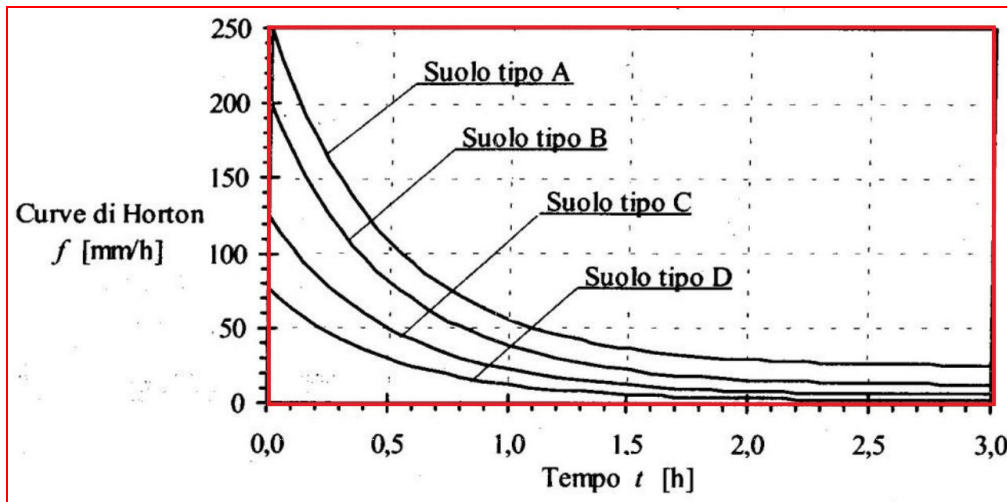


Diagramma dell'infiltrazione potenziale, per i vari Gruppi SCS.

Le classi di permeabilità (conducibilità idrica saturata K_s) utilizzate per i suoli, sono quelle definite dal "Soil Survey Manual" dell'USDA (1993) e sono riportate nella successiva Tabella:

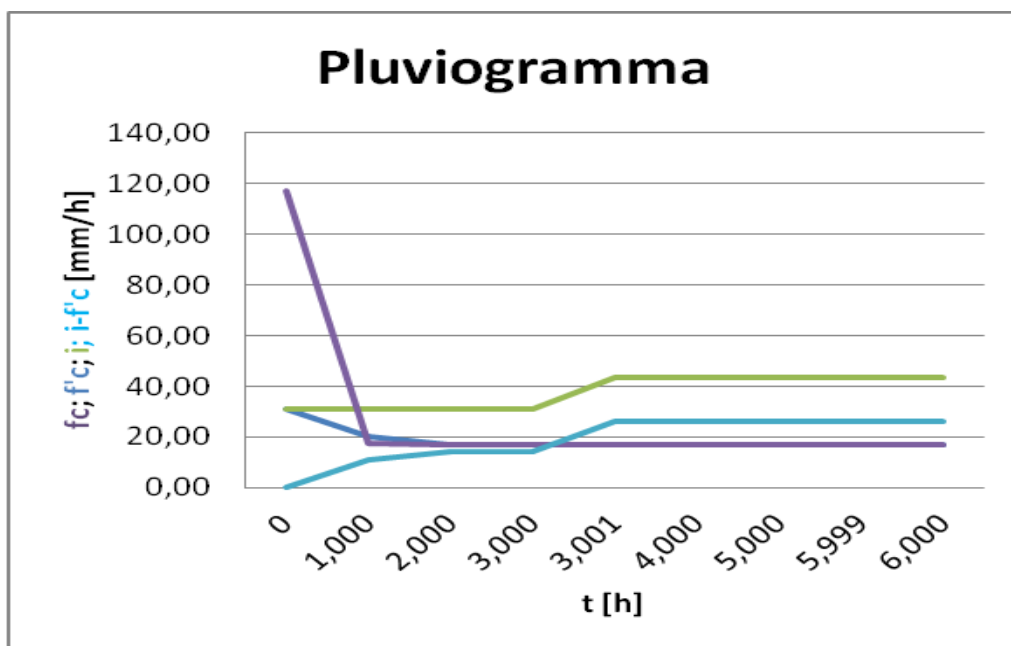
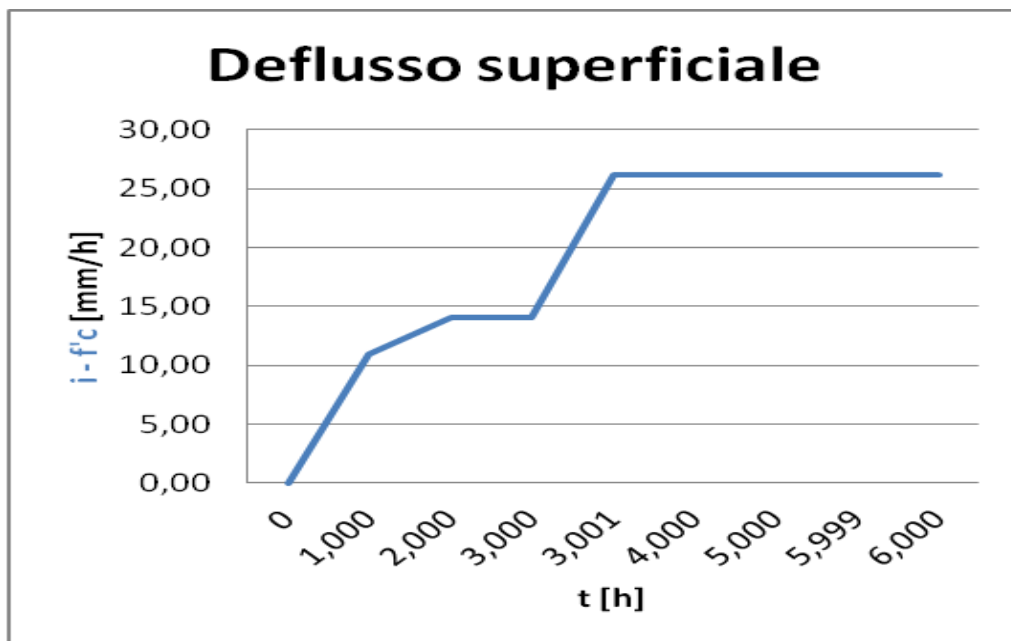
CLASSE DI PERMEABILITA' GRUPPO DI SUOLO – SCS	k_{smin} [m/s]	k_{smx} [m/s]
Alta (A)	10^{-4}	$\geq 10^{-3}$
Medio-Alta (B)	10^{-6}	10^{-4}
Medio-Bassa (C)	10^{-7}	10^{-6}
Bassa (D)	$\leq 10^{-8}$	10^{-7}

Classi di permeabilità (Soil Survey Staff – USDA, 1993)

Ad esempio di quanto teoricamente esposto, si consideri, quindi, il modello di infiltrazione di Horton per un terreno calcareo, privo di vegetazione, appartenente al plesso geologico del Calcarea di Bari (Gruppo litologico **A** - SCS), con parametri $f_0 = 117$ mm/h, $f_c = 17$ mm/h e $\alpha = 5,34$ h⁻¹, considerando un pluviogramma di curata complessiva pari a 6 ore, costituito da due eventi parziali rettangolari consecutivi costanti, ciascuno di tre ore, le cui intensità siano, rispettivamente: $i_1 = 31,07$ mm/h e $i_3 = 43,20$ mm/h.

t (h)	i (t) [mm/h]	$f_c(t)$ [mm/h]	$F_c(t)$ [mm/h]	t_p [h]	$f_c(t_p) = f_p$ [mm/h]	$f_c'(t)$ [mm/h]	p (t) = i - f _c ' [mm/h]	
0	31,07	117,00	0,00	0,7189	31,07	31,07	0,00	
1,000	31,07	17,48	35,64	0,7189	31,07	20,14	10,93	
2,000	31,07	17,00	52,73	0,7189	31,07	17,02	14,05	
3,000	31,07	17,00	69,73	0,7189	31,07	17,00	14,07	
3,001	43,20	17,00	69,74	0,4186	31,07	17,00	26,20	
4,000	43,20	17,00	86,73	0,4186	31,07	17,00	26,20	
5,000	43,20	17,00	103,73	0,4186	31,07	17,00	26,20	
5,999	43,20	17,00	120,71	0,4186	31,07	17,00	26,20	
6,000	43,20	17,00	120,73	0,4186	31,07	17,00	26,20	
$\Sigma i =$	340,28			$t_p(h) =$	0,72		$\Sigma (i - f_c') =$	170,06
F [mm] =		22,34	$\phi = \Sigma(i - f_c) / \Sigma i =$	0,50		i_e [mm/h] =	15,53	
f_0 [mm/h] =	117	D. rocce a permeabilità bassa ($k < 10^{-7}$ m/s): comprende rocce intrusive, eruttive, metamorfiche, rocce argillose e loams;						
f_c [mm/h] =	17	C. rocce a permeabilità moderatamente bassa (10^{-7} m/s $\leq k < 10^{-6}$ m/s): comprende rocce sedimentarie, dolomitiche e calcaree compatte o rocce tipo fratturate;						
α [1/h] =	5,34	B. rocce a permeabilità moderatamente alta (10^{-6} m/s $\leq k < 10^{-4}$ m/s): comprende depositi glaciali, coltri eluviali e colluviali, conglomerati, brecce, sabbie e rocce tipo molto fratturate;						
Δt (h) =	1,000	A. rocce a permeabilità elevata ($k \geq 10^{-4}$ m/s): comprende tufi incoerenti, pozzolane, rocce calcaree, fossilifere, organogene molto fratturate, gessi, limi, sabbie, ghiaie, ciottoli, falde e coni di detrito.						
t_0 (h) =	0,35165							
t (h) =	6							
f'(t) =	17,00	r (t) =	26,20	mm				

Come si può osservare dalla suesposta Tabella sinottica di calcolo, il *travel time* risulta $t_0 = 0,35$ h mentre il *tempo di ponding* vale $t_p = 0,72$ h, unico valore compatibile con il primo intervallo temporale ($\Rightarrow f_p = 31,07$ mm/h). Il coefficiente di deflusso, quindi, varrà: $\varphi = 0,50$. Il diagramma di deflusso superficiale $r(t) = i(t) - f'(t)$, si ricava per differenza tra l'intensità di precipitazione lorda ed il tasso di infiltrazione reale e presenta un asintoto in corrispondenza del valore $r(6\text{ h}) = 26,20$ mm, in quanto, in presenza di pioggia di intensità costante, si assesta nel momento in cui il terreno raggiunge la saturazione (Caso C). Poiché il deflusso superficiale è possibile solo a partire da t_p , si è ricalcolata f' secondo tempi equispaziati che partono da t_p e si è ottenuto il deflusso $r(t)$. Infine il volume di infiltrazione totale si ottiene per integrazione della curva del tasso di infiltrazione reale tra il tempo t_0 ed il tempo t_p , ovvero moltiplicando l'intensità di pioggia per il t_p : $F = 22,34$ mm. Si riportano, di seguito, a mero titolo visivo, i grafici relativi, rispettivamente, al deflusso superficiale ed al pluviogramma, elaborati per il caso analiticamente esaminato.



RIFERIMENTI BIBLIOGRAFICI

- [1] Daniela Biondi (2012): "*Corso di idrologia – Scheda didattica N° 10, L'infiltrazione*", Facoltà di Ingegneria, Ed. Università della Calabria, Arcavacata di Rende, Cosenza.
- [2] Giuseppe Mendicino (1993): "*Idrologia delle perdite – Circolazione delle acque nel suolo – Teoria e calcolo*", Ed. Patron Editore, Bologna.
- [3] Mario Ciabatti (1982): "*Elementi di idrologia superficiale*", Ed. CLUEB, Bologna.
- [4] R. G. Mein, C. L. Larson (1973): "Modeling infiltration during a steady rain", *Water Resources Research*, Vo. 9, N. 5, Ed. USDA, Tucson – Arizona, USA.
- [5] R.E. Horton (1940): "*Surface runoff control*", Chap. II, *Headwaters Control and Use*, Ed. Government Printing Office, Washington, D.C.
- [6] S. Manfreda, V. Iacobellis e M. Fiorentino (2010): "*Appunti di Idrologia superficiale*", Ed. Aracne, Roma.
- [7] H.G. Wenzel Jr e M.L. Voorhees (1980): "*Application of ILLUDAS for continuous simulation*", *Journal of Hydraulics Division*, V. 106, N. HY11, *Proceedings of the American Society for civil Engineers*, Ed. Pergamon Press, Oxford, UK.
- [8] C. Ditzler, K. Scheffe, and H.C. Monger (1993): "*Soil survey manual*", Soil Science Division Staff, USDA, Handbook N.18, Government Printing Office, Washington, D.C.
- [9] B. Kennessey (1930): "Lefolyási tényező'k és retenciók", *Hidrológiai tanulmányút*, Vol. 12, N. 1, Ed. Vízügyi Közlemények, Budapest, Ungheria.
- [10] American Society of Civil Engineers (1949): "*Hydrology Handbook*", *Manual of Engineering Practice*, N. 28, Ed. ASCE, New York, USA.
- [11] R.E. Horton (1933): "*The rôle of infiltration in the hydrologic cycle*", Vol. 14, *Trans. Am. Geophys. Union*, Washington, USA