

Corso di Idraulica ed Idrologia Forestale

Docente: Prof. Santo Marcello Zimbone

Collaboratori: Dott. Giuseppe Bombino - Ing. Demetrio Zema

Lezione n. 19: La trasformazione afflussi-deflussi

Anno Accademico 2008-2009

Indice

- I processi di formazione del deflusso superficiale
- Il meccanismo hortoniano ed il modello di Horton
- Il meccanismo dunniano
- L'idrogramma di piena
- Separazione delle componenti dell'idrogramma di piena
- Tempi caratteristici di un bacino idrografico
- Modelli di stima delle portate di piena
- Modelli di trasformazione afflussi-deflussi (A-D)
- Modelli empirici per la stima delle portate di piena
- Modelli empirici per la stima del tempo di corrivazione
- Il modello SCS-CN
- L'idrogramma istantaneo unitario
- Il modello della corrivazione

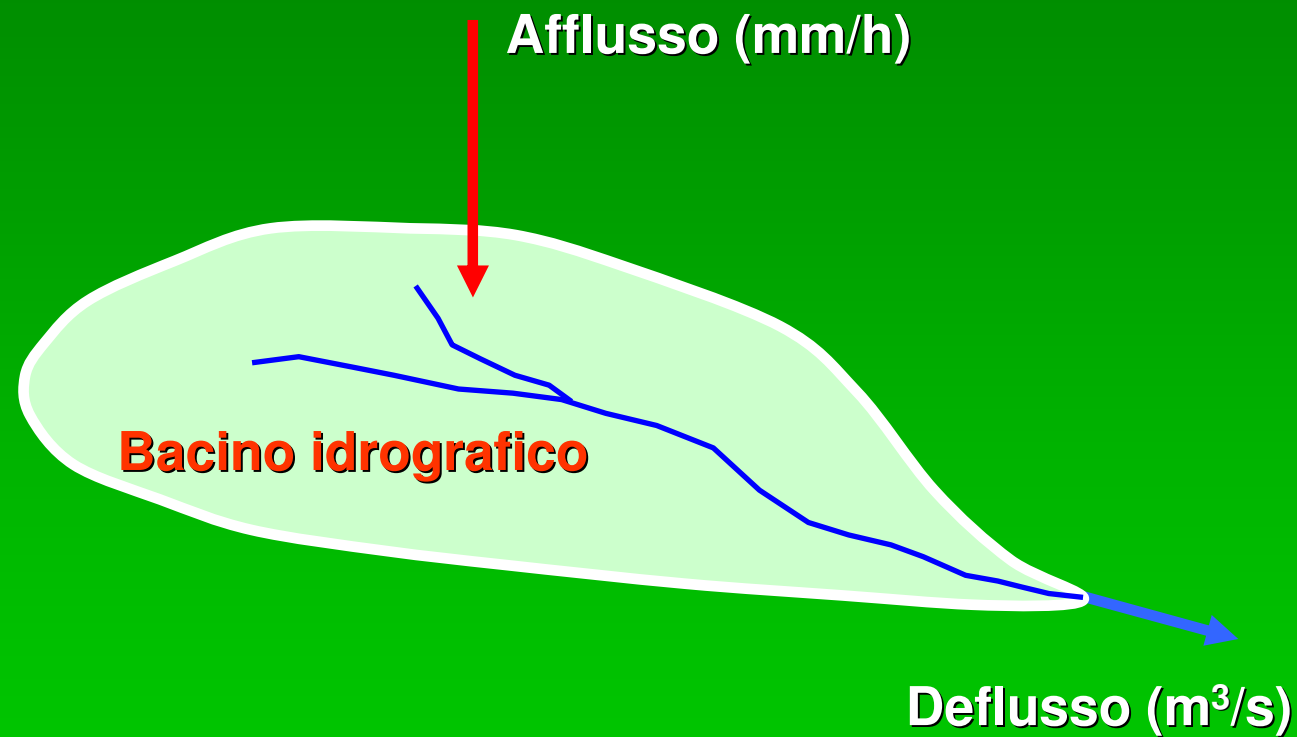
Materiale didattico

Slides delle lezioni frontali

Greppi M.: Idrologia. Il ciclo dell'acqua e i suoi effetti, Ed. Hoepli, Milano, 1999

Moisello U.: Idrologia tecnica, Ed. La Goliardica Pavese, Pavia, 1999

I processi di formazione del deflusso superficiale



I processi di formazione del deflusso superficiale

Il volume idrico che raggiunge la sezione di chiusura in seguito ad una precipitazione può essere scomposto in quattro contributi:

- ✓ **afflusso diretto:** è la precipitazione che cade direttamente sugli specchi d'acqua della rete drenante
- ✓ **scorrimento superficiale:** si origina inizialmente sui versanti e procede quindi all'interno del reticolo idrografico; costituisce il contributo più rapido e, in molti casi, di gran lunga più importante alla piena

I processi di formazione del deflusso superficiale

✓ **scorrimento ipodermico**: è costituito dall'aliquota di precipitazione infiltrata che si muove orizzontalmente nello strato immediatamente sottostante la superficie del suolo e sovrastante strati impermeabili che impediscono la percolazione profonda

In genere i tempi caratteristici dello scorrimento ipodermico sono dello stesso ordine di grandezza di quelli dello scorrimento superficiale

I processi di formazione del deflusso superficiale

✓ **scorrimento sotterraneo (o profondo):** è l'aliquota d'acqua afflitta che raggiunge la sezione di chiusura attraverso fenomeni lenti di filtrazione negli strati più profondi del suolo

Questo contributo all'idrogramma di piena varia molto lentamente durante l'evento perché risente in maniera limitata degli effetti della pioggia

I processi di formazione del deflusso superficiale

Nella grande maggioranza dei casi di interesse pratico, si individuano due forme di deflusso molto diverse fra loro:

- **deflusso di base:** caratterizzato da tempi molto lunghi di trasferimento, dato che l'acqua che si infiltra nel suolo raggiunge, per percolazione attraverso le falde acquifere, la rete idrografica solo con grande ritardo
- **deflusso di pioggia:** somma di **afflusso diretto**, **deflusso superficiale** e, almeno in parte, **deflusso ipodermico**

I processi di formazione del deflusso superficiale

Il **deflusso superficiale** è quella parte del deflusso che raggiunge la rete idrografica di un bacino per scorrimento sulla sua superficie

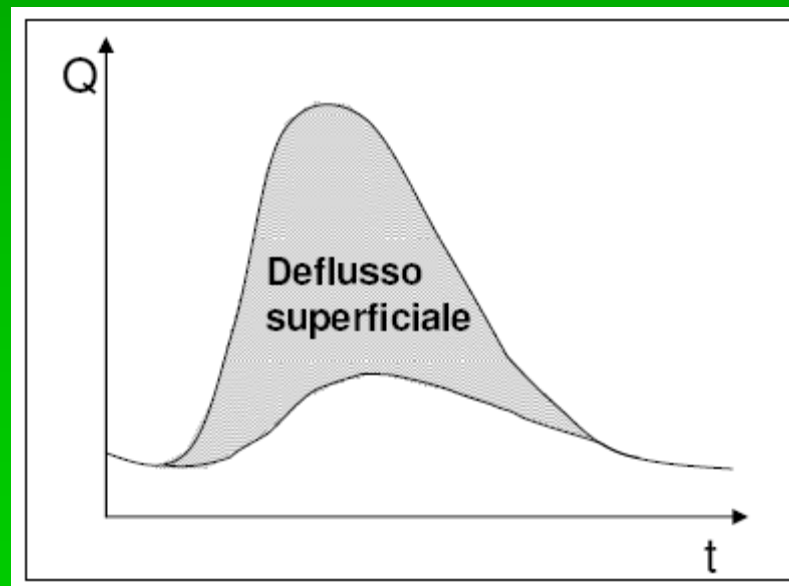
Tale parte corrisponde alla cosiddetta **precipitazione netta**, cioè alla parte di precipitazione che non si infiltra nel suolo, non rimane immagazzinata in depressioni superficiali e non viene intercettata dalla vegetazione

I fenomeni di formazione e di trasferimento del deflusso superficiale rivestono un ruolo fondamentale nella **genesì delle onde di piena e dei processi erosivi** che avvengono nei bacini idrografici

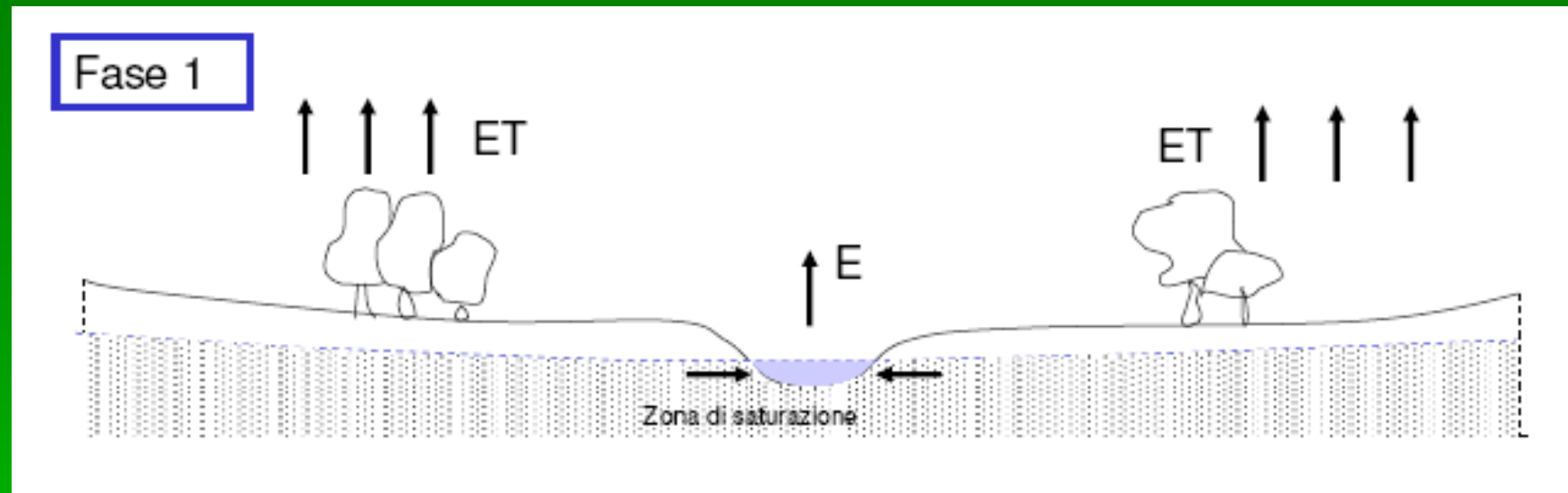
I processi di formazione del deflusso superficiale

Il deflusso superficiale, infatti, è la **componente più rapida del deflusso** e ad esso sono associati i valori massimi della portata nella rete idrografica e sui versanti

Lo studio di questi fenomeni riveste quindi una particolare importanza nella pianificazione e nella progettazione degli interventi di protezione del territorio



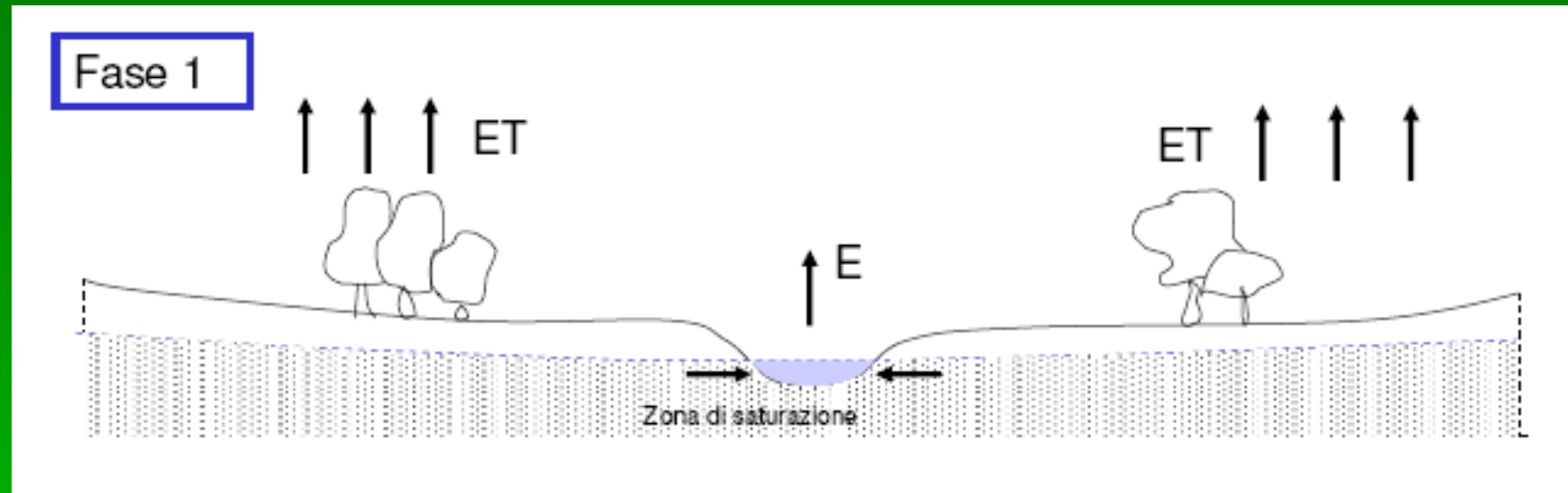
I processi di formazione del deflusso superficiale



Dopo un lungo periodo di assenza di precipitazioni, il deflusso superficiale sulla superficie del bacino e quello ipodermico tendono ad esaurirsi

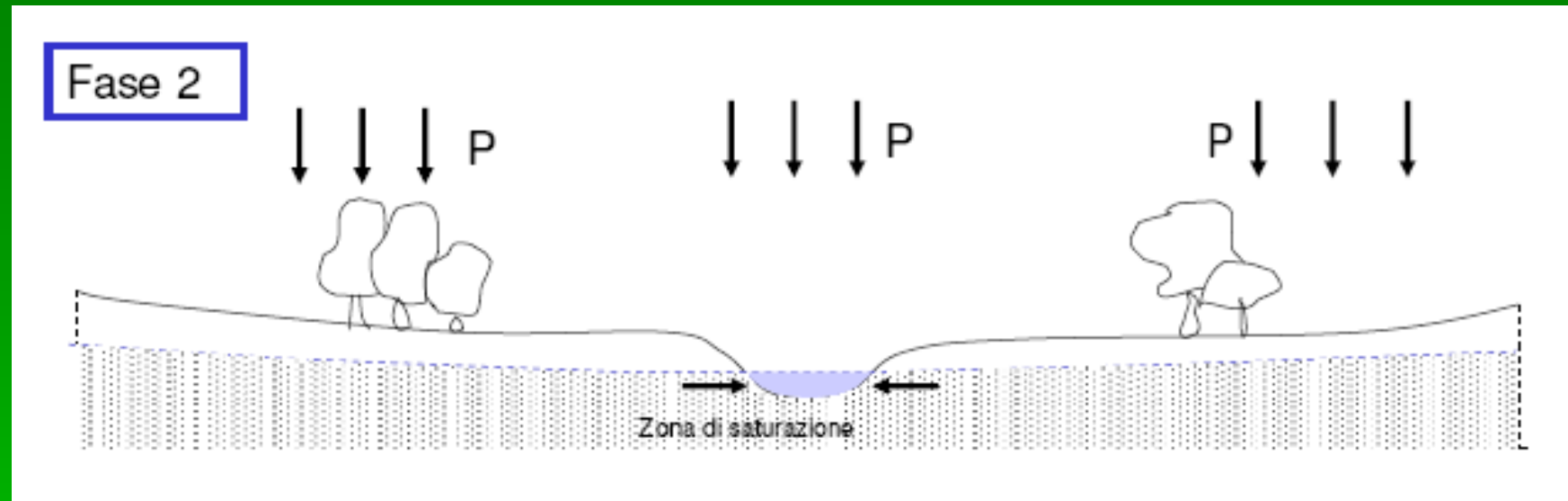
Sulla superficie continuano le perdite per evaporazione ed evapotraspirazione

I processi di formazione del deflusso superficiale



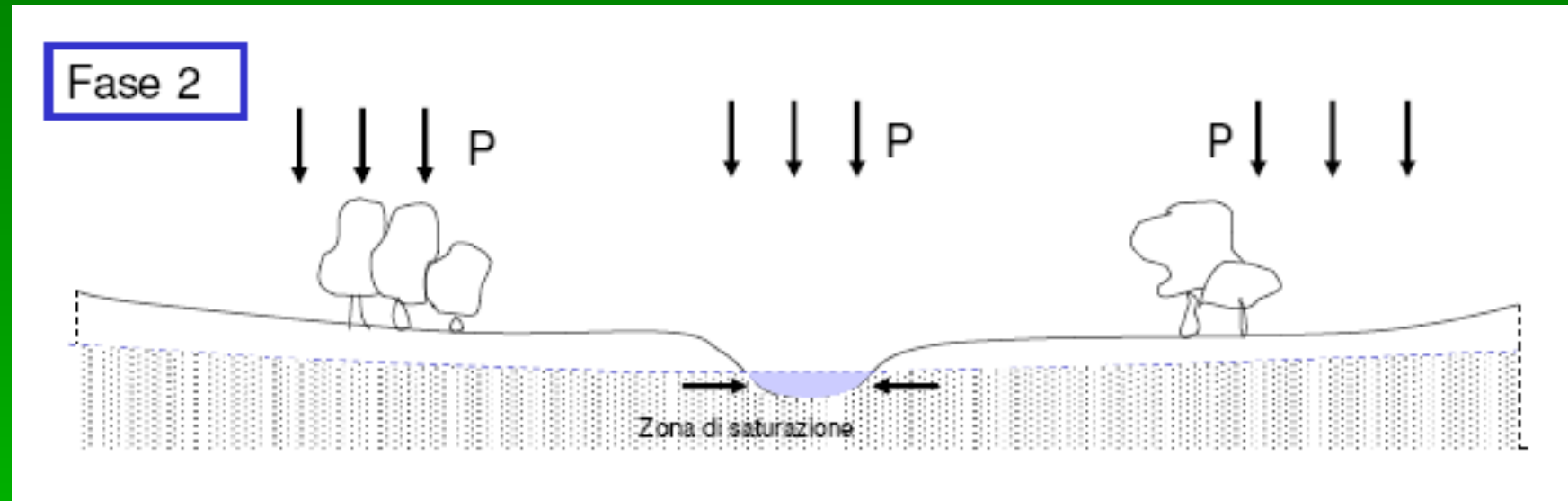
Al prolungarsi del periodo secco, i deflussi nel corso d'acqua derivano pertanto dalle sorgenti di monte e dalla falda sotterranea, se il letto del fiume è a contatto con la zona di saturazione, cioè almeno in parte al di sotto della superficie freatica

I processi di formazione del deflusso superficiale



Quando si verifica la pioggia, nel primo periodo dopo l'inizio buona parte della precipitazione viene intercettata dalla vegetazione, si accumula nelle depressioni superficiali e soprattutto si infiltra nel suolo, senza che ci sia un deflusso superficiale significativo

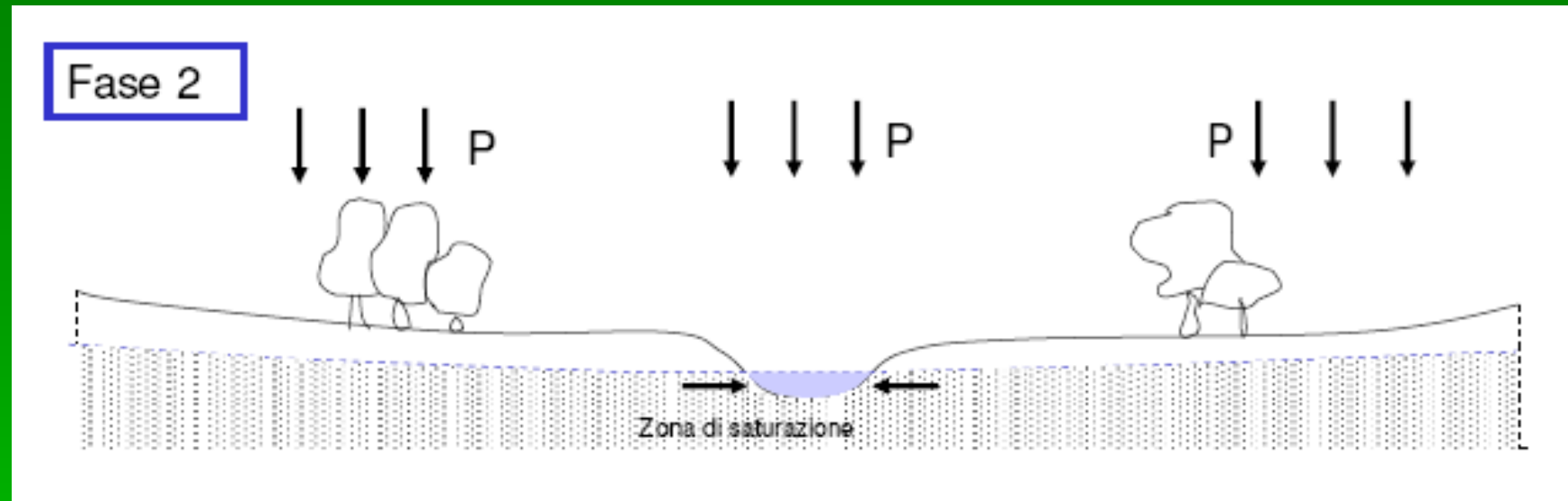
I processi di formazione del deflusso superficiale



I deflussi nel corso d'acqua vengono alimentati solo dalla pioggia caduta direttamente sulla rete idrografica

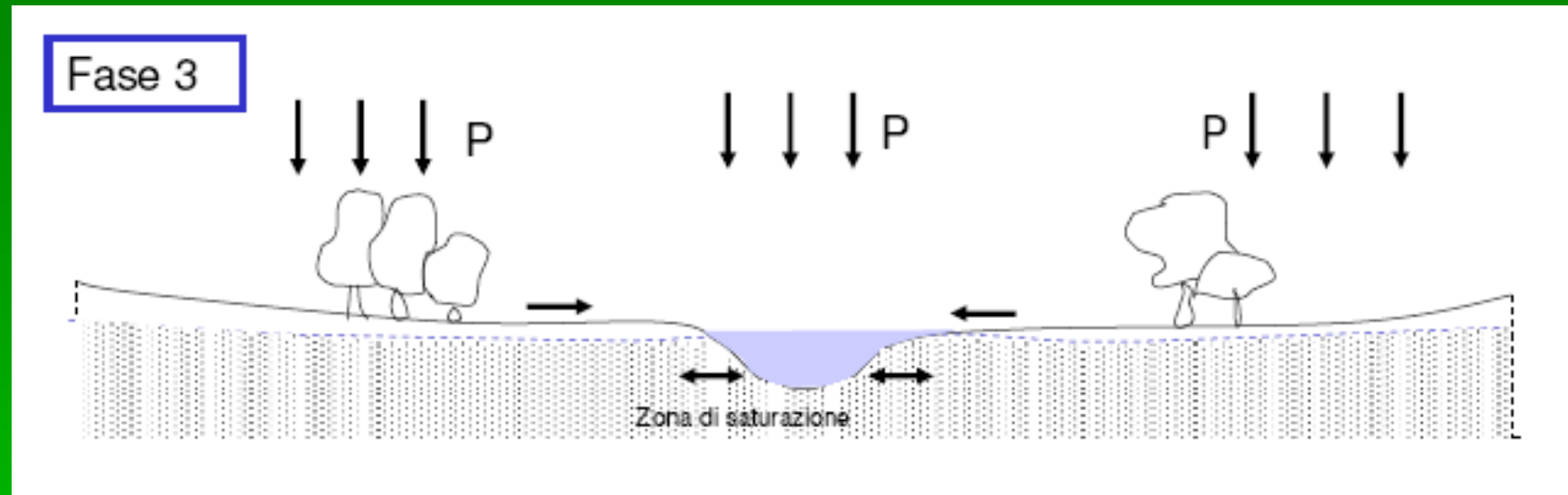
Il livello della falda non risente ancora della pioggia infiltrata e le portate aumentano gradualmente, ma in modo modesto

I processi di formazione del deflusso superficiale



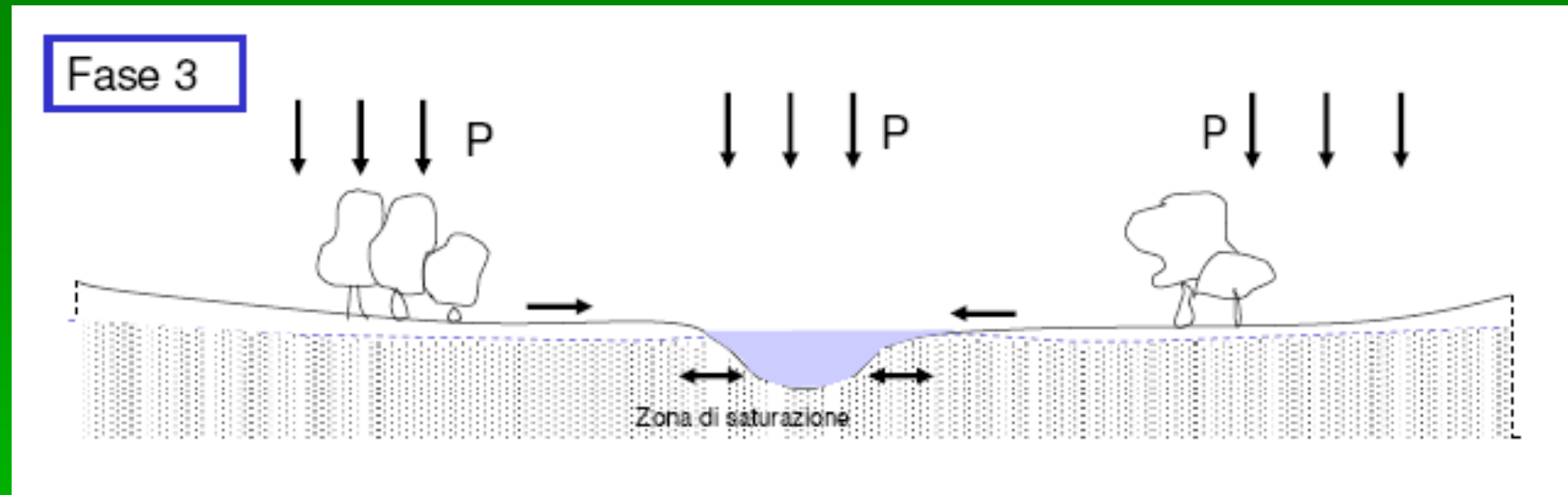
Sulla superficie le perdite per evaporazione ed evapotraspirazione sono molto ridotte rispetto alla fase precedente a causa dell'elevata umidità dell'aria

I processi di formazione del deflusso superficiale



Se l'evento è sufficientemente lungo ed intenso, la quantità di pioggia intercettata dalla vegetazione è modesta rispetto a quella che raggiunge il suolo, le depressioni superficiali si riempiono ed il tasso di infiltrazione diminuisce a causa della saturazione progressiva degli strati superficiali del suolo

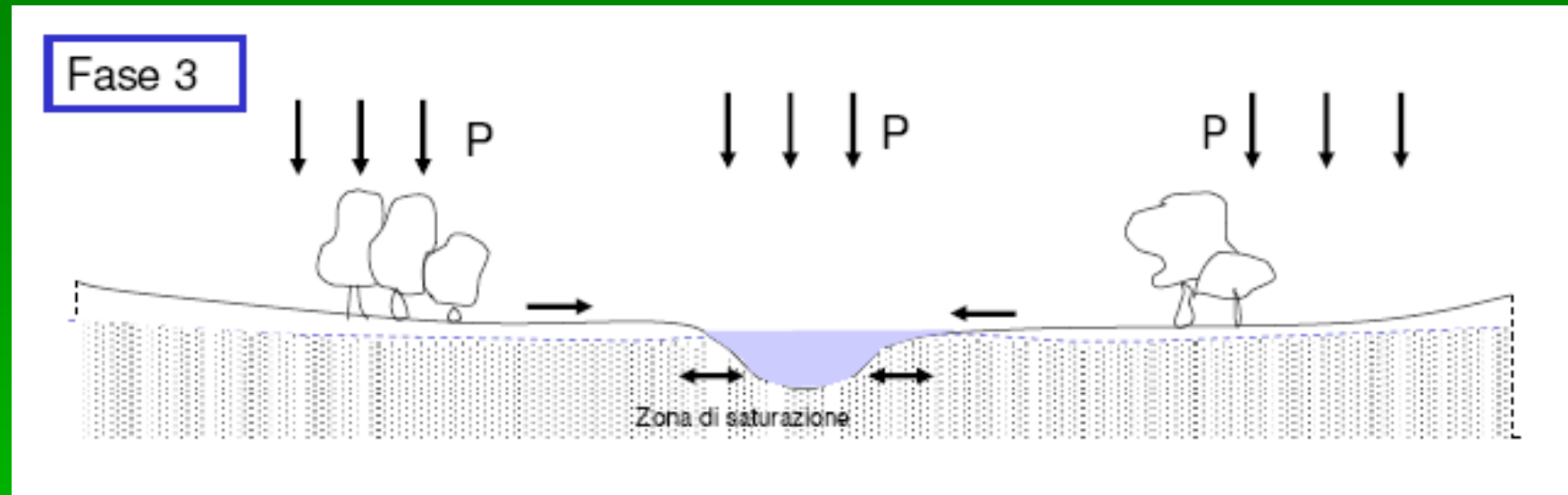
I processi di formazione del deflusso superficiale



Il deflusso superficiale diventa quindi consistente ed alimenta significativamente i deflussi nel corso d'acqua

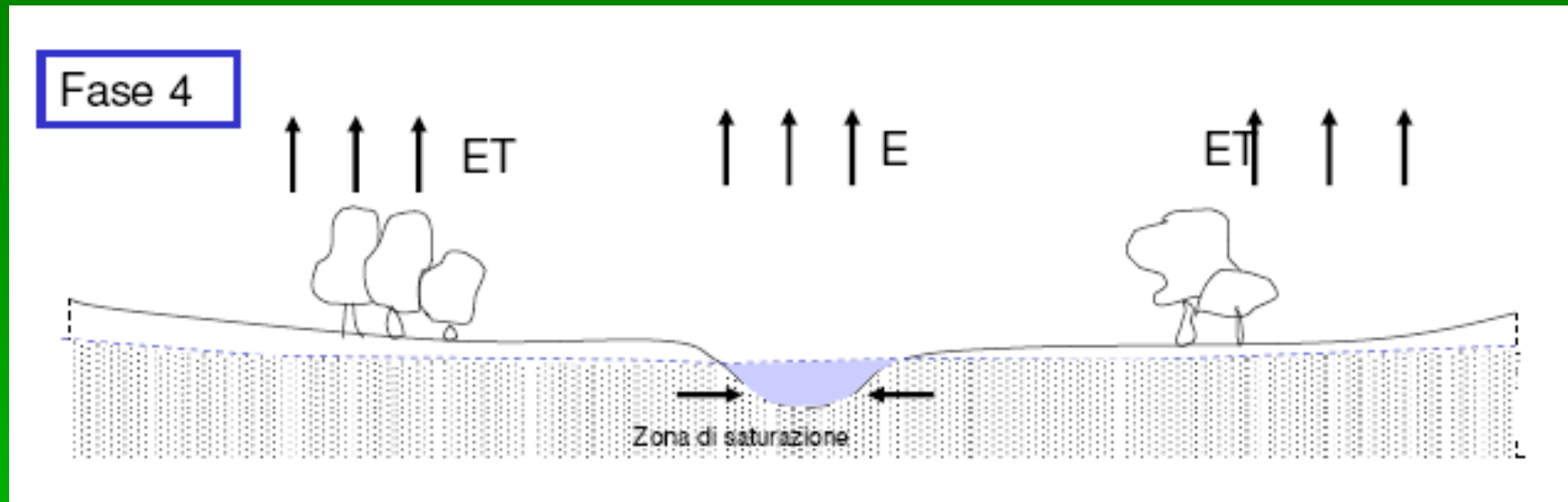
Il livello della falda inizia a risentire dell'acqua infiltrata e dell'innalzamento dei livelli idrici nel corso d'acqua e pertanto si solleva

I processi di formazione del deflusso superficiale



Le portate e i livelli idrici del corso d'acqua aumentano notevolmente, risultando in stretta connessione con l'andamento dell'intensità di pioggia

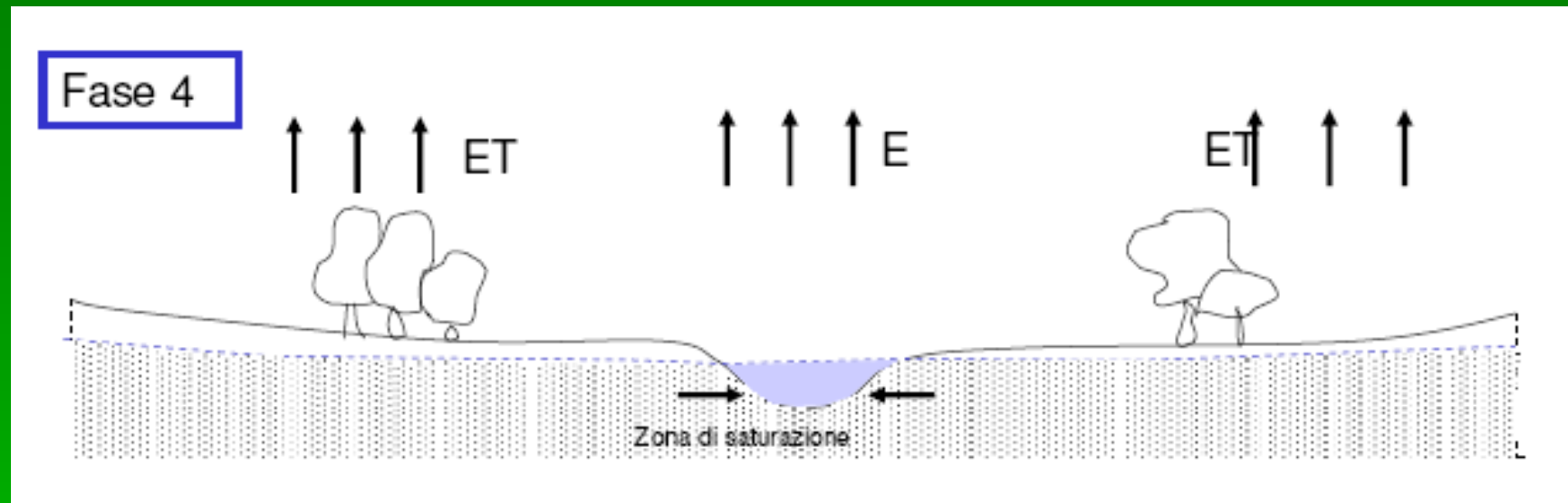
I processi di formazione del deflusso superficiale



Poco dopo il termine della pioggia cessa il deflusso superficiale

I deflussi nel corso d'acqua sono alimentati in tale fase dallo svuotamento della rete idrografica, dalla falda e, in misura minore, dal deflusso ipodermico

I processi di formazione del deflusso superficiale



Le perdite per evaporazione ed evapotraspirazione tornano ad essere significative, anche a causa della maggiore umidità degli strati superficiali del suolo

Le portate e i livelli idrici del corso d'acqua diminuiscono gradualmente con l'andamento esponenziale tipico dei fenomeni di esaurimento

I processi di formazione del deflusso superficiale

I volumi ed i tempi di formazione del deflusso superficiale in un bacino idrografico sono condizionati da due principali **meccanismi (Hortoniano e Dunniano)** utilizzati per descrivere l'**interazione tra precipitazione meteorica e processi idrologici nel bacino**

Entrambi i meccanismi sono caratteristici della **scala di versante**, definita come **unità morfologica**, priva di vie preferenziali di scorrimento, attraverso cui le acque meteoriche vengono convogliate alla sponda del canale, effimero o permanente, che la sottende

Il meccanismo hortoniano ed il modello di Horton

Il **modello di Horton** (1933) è un modello fisico semplificato

Esso offre una descrizione del fenomeno dell'infiltrazione basata sulle seguenti ipotesi:

- l'intensità di pioggia è maggiore della velocità di infiltrazione e quindi **la superficie è satura ($S = 1$)**
- 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

Il meccanismo hortoniano ed il modello di Horton

➤ in ogni istante dell'evento la **variazione dell'intensità di infiltrazione**, $df(t)/dt$, è proporzionale, tramite un coefficiente α , di dimensione $[T^{-1}]$, alla differenza tra velocità di infiltrazione istantanea e finale:

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

Integrando si ha:

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

Il meccanismo hortoniano ed il modello di Horton

ed introducendo la **condizione iniziale**:

$$f = f_0 \text{ per } t = 0,$$

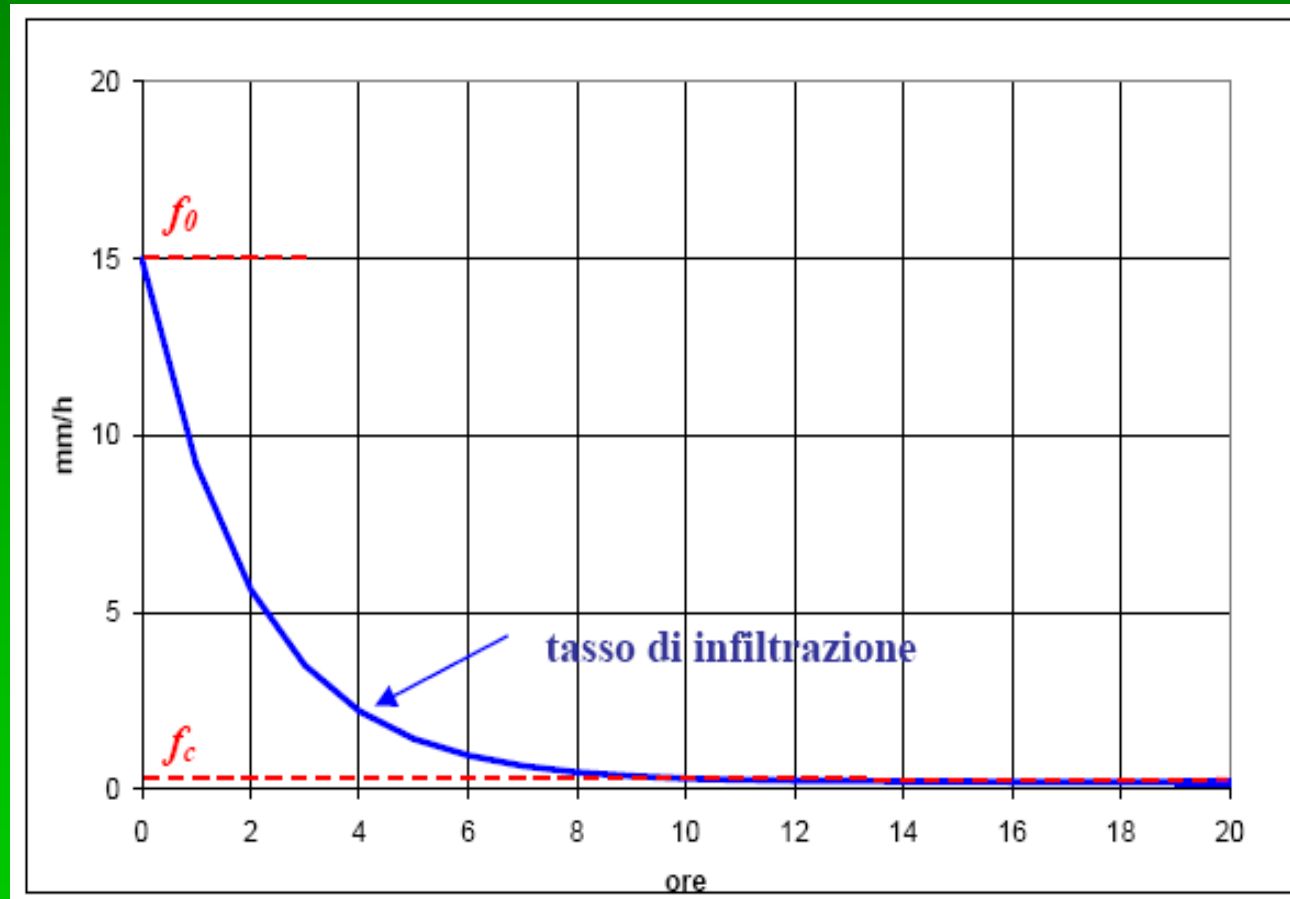
si ottiene:

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

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

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

Il meccanismo hortoniano ed il modello di Horton



Il meccanismo hortoniano ed il modello di Horton

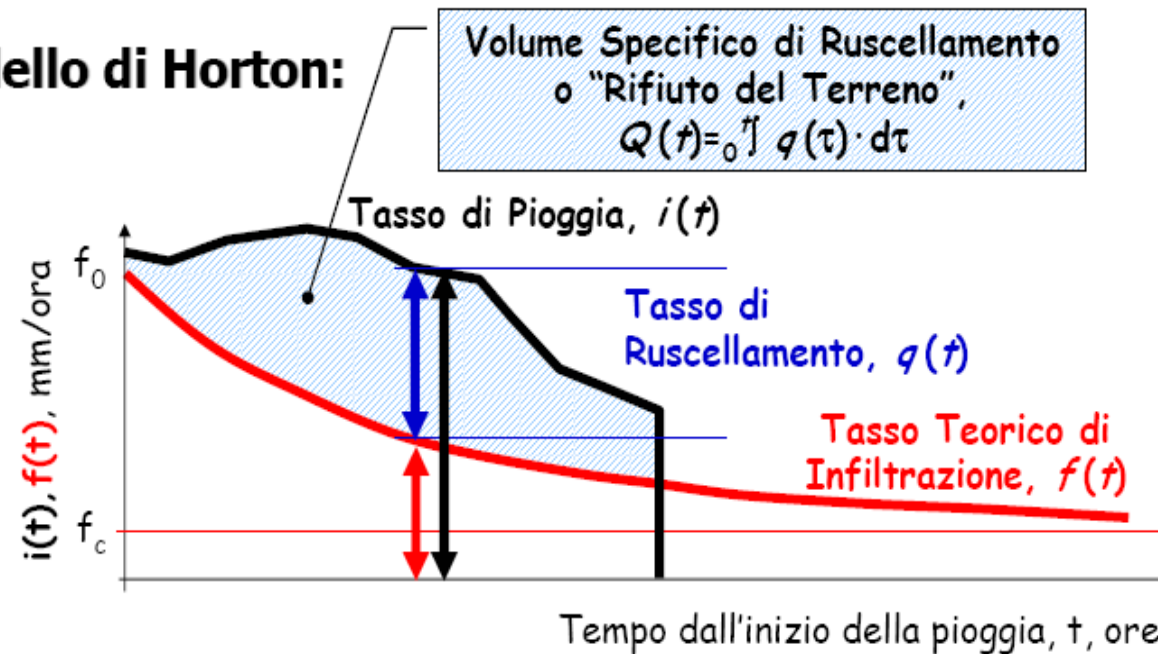
La stima dello **ietogramma di pioggia netta** si ricava dalla differenza tra intensità di precipitazione e velocità di infiltrazione per ogni intervallo temporale

Per la sua natura concettuale i **parametri del modello**, f_o , f_c , ed α , si determinano tramite **calibrazione**

Il meccanismo hortoniano ed il modello di Horton

Modelli d'infiltrazione

■ Modello di Horton:



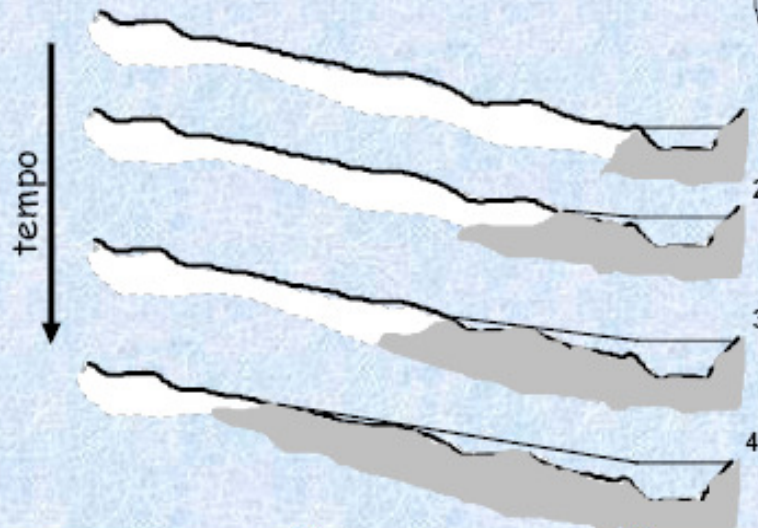
- $f(t)$ è la capacità d'infiltrazione al tempo t [mm/ora]
- f_c è la capacità d'infiltraz. asintotica per $t \rightarrow \infty$ [mm/ora]
- k è la costante di esaurimento [ore⁻¹]
- Ipotesi: $df(t)/dt = -k \cdot (f(t) - f_c)$
- Integrando si ottiene: $f(t) = f_c + (f_0 - f_c) \cdot e^{-kt}$
- Il volume infiltrato è: $F(t) = f_c \cdot t + (f_0 - f_c) \cdot (1 - e^{-kt}) / k$

Il meccanismo dunniano

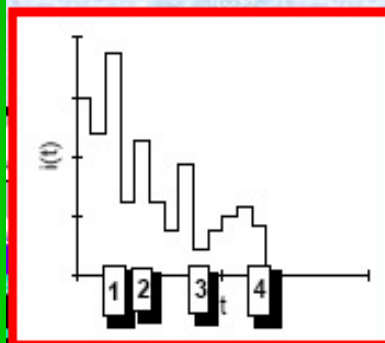
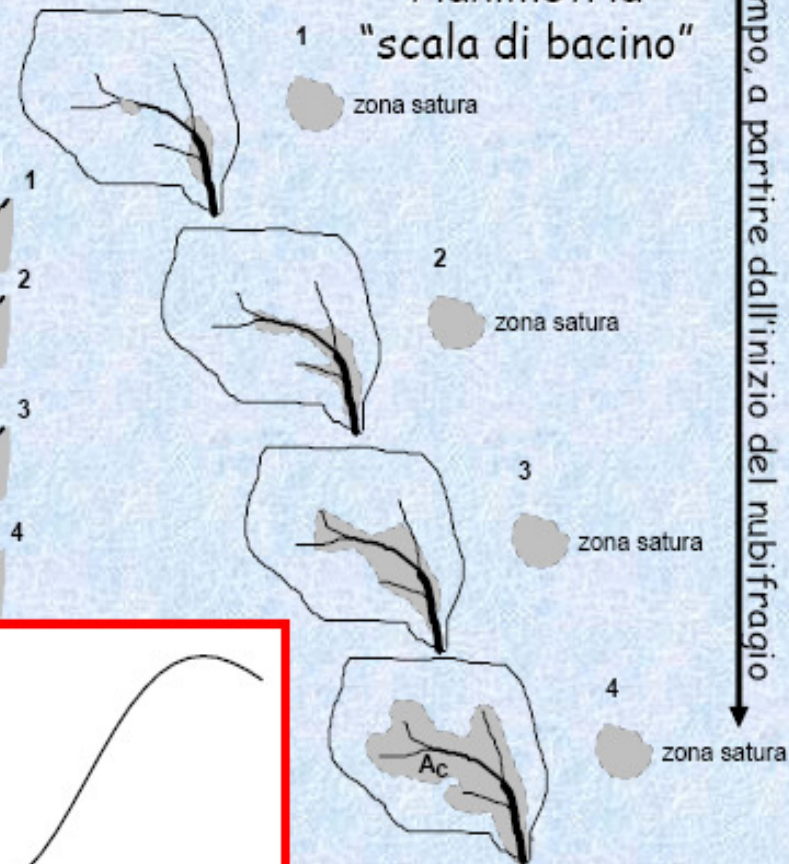
Meccanismo Dunniano

All'incalzare del nubifragio i diversi suoli vengono progressivamente saturati e l'area contribuyente aumenta, poichè aumentano le zone sature, che rifiutano la pioggia

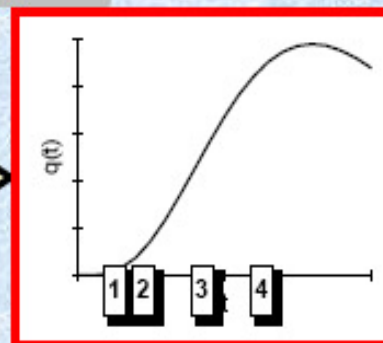
Transetto
"scala di versante"



Planimetria
"scala di bacino"

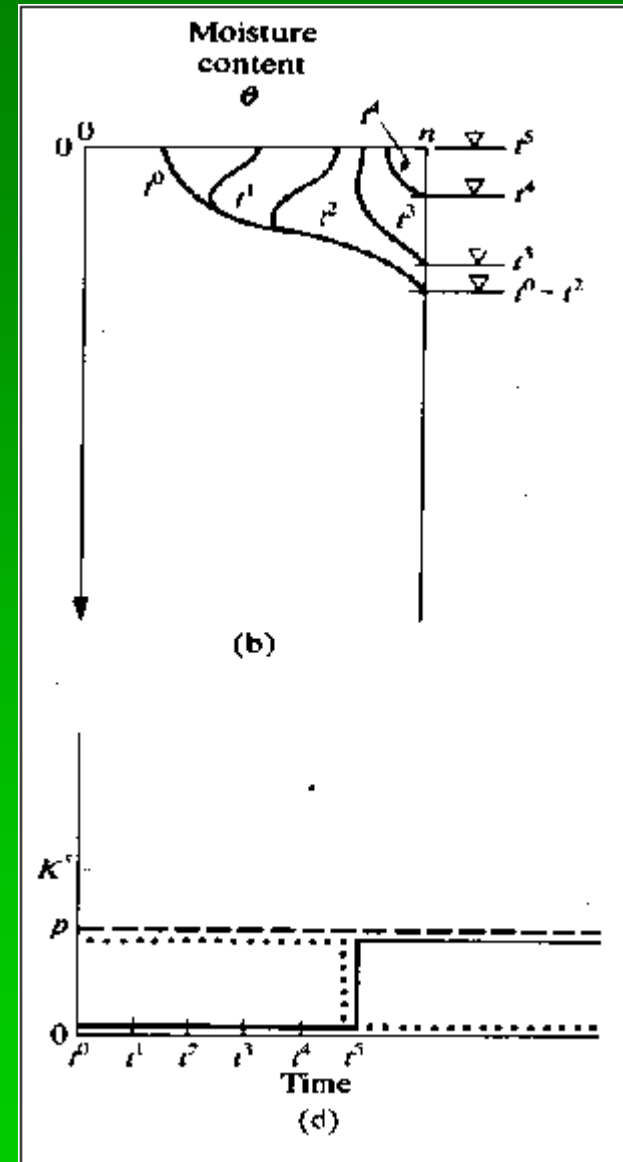


Versante
Bacino



Il meccanismo dunniano

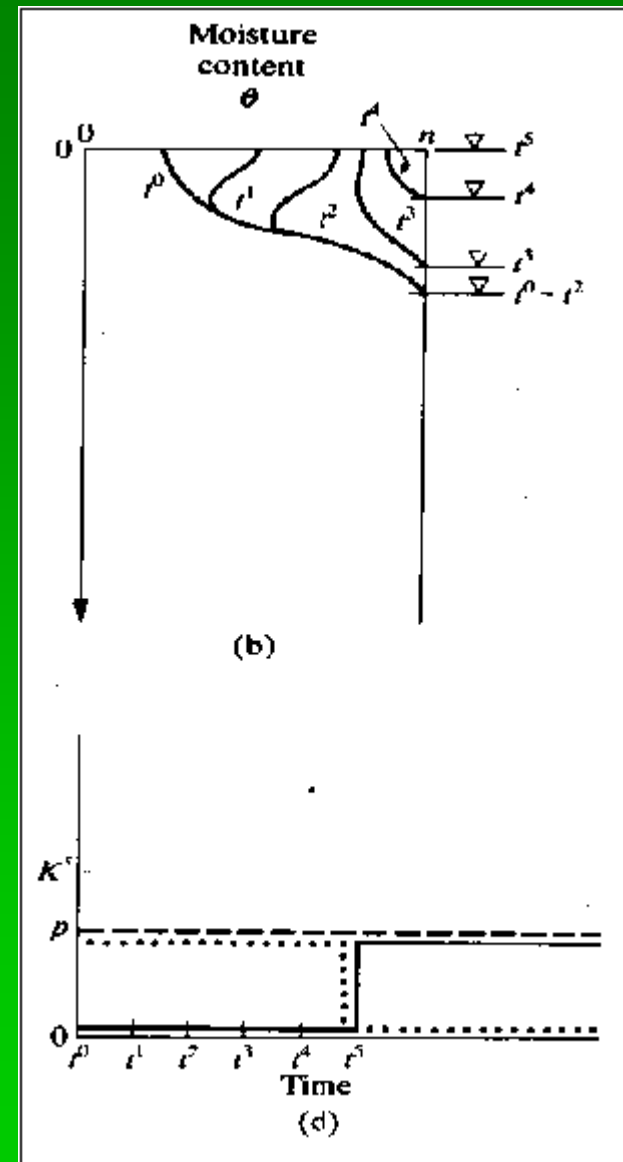
Nel meccanismo dunniano il deflusso è generato dalla saturazione progressiva degli strati superficiali del suolo per intercettazione da parte del piano di campagna della superficie freatica, dovuta all'innalzamento della falda per il contributo combinato di deflusso subsuperficiale e precipitazione che si infiltra



Il meccanismo dunniano

Il deflusso verso il reticolo idrografico è quindi formato da due componenti:

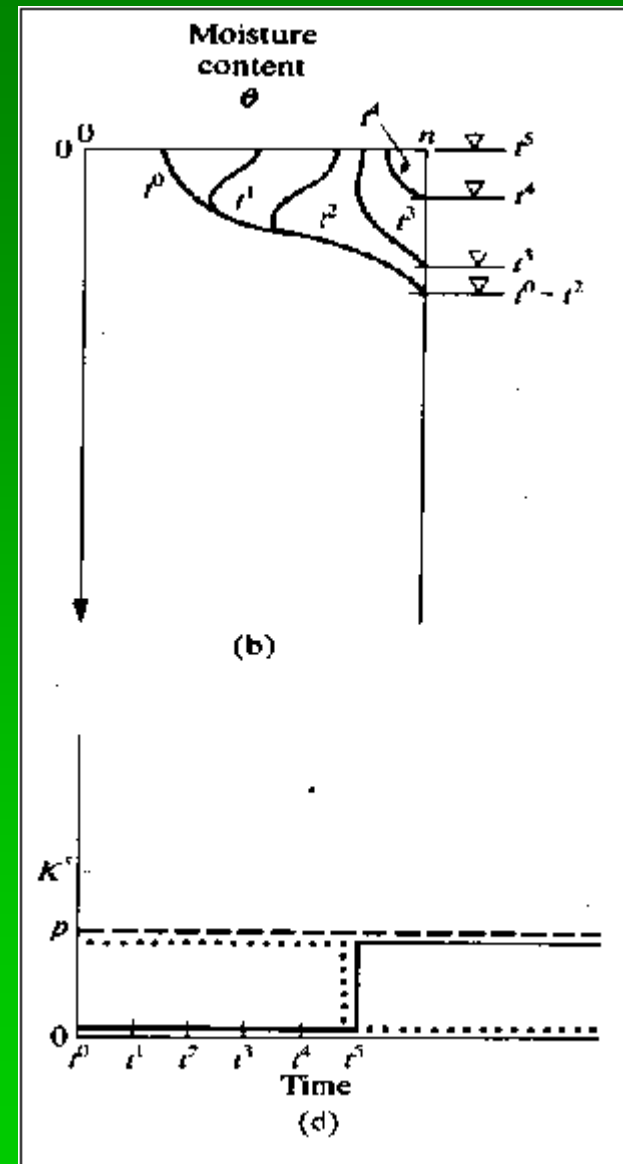
- il **deflusso superficiale**, determinato dall'aliquota di precipitazione caduta sulle zone sature del bacino
- il **deflusso subsuperficiale**



Il meccanismo dunniano

L'area di saturazione si espande e si contrae in relazione all'intensità del deflusso subsuperficiale

Tale meccanismo è prettamente tipico di **aree a clima umido e coperte di vegetazione**



L'idrogramma di piena

“Piena”: significativo e generalmente rapido aumento della portata di un corso d'acqua, dovuto ad un consistente evento di pioggia o allo scioglimento di un rilevante manto nevoso, seguito da una diminuzione, generalmente più lenta, e dal ritorno alle condizioni usuali

L'idrogramma di piena

In un idrogramma di piena, corrispondente ad un evento particolarmente semplice (intensità di pioggia costante ed uniforme nello spazio), si possono generalmente individuare tre tratti caratteristici:

- ✓ un primo tratto ascendente (**curva o ramo di concentrazione**), dall'istante in cui il corso d'acqua comincia a sentire l'effetto delle precipitazioni; nel ramo di concentrazione la portata aumenta sempre più rapidamente
- ✓ un secondo tratto, in cui si sviluppa il **colmo dell'onda di piena** e l'idrogramma raggiunge il suo massimo

L'idrogramma di piena

✓ un terzo ed ultimo tratto discendente (**curva di esaurimento o di recessione**), in cui si verifica la diminuzione continua, ma progressivamente sempre più lenta della portata

La curva di esaurimento potrebbe essere ulteriormente scomposta in tre segmenti corrispondenti a tre periodi successivi:

▪ nel primo il deflusso è dovuto all'esaurimento del contributo della rete idrografica (scorrimento superficiale), dello scorrimento ipodermico e dello scorrimento sotterraneo (**VERIFICARE SUL MOISELLO**)

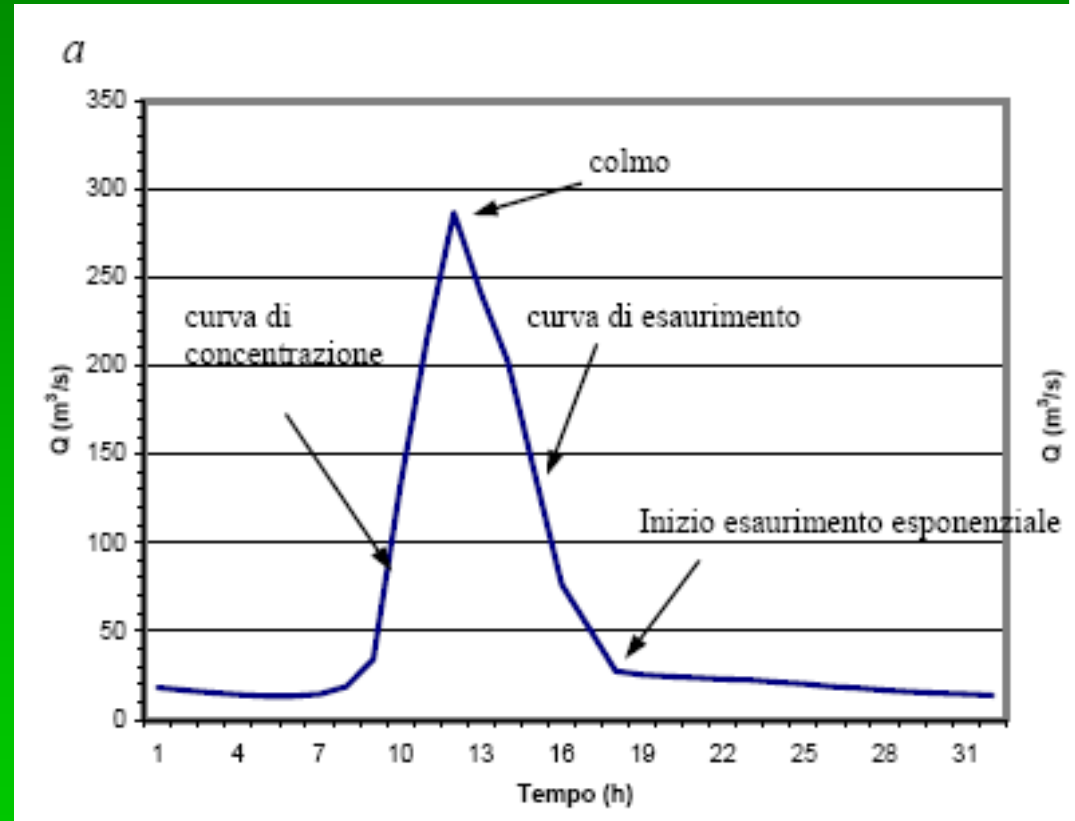
L'idrogramma di piena

- nel secondo periodo il deflusso è dovuto all'effetto combinato di scorrimento ipodermico e sotterraneo;
- nel terzo periodo, che si prolunga fino all'arrivo di una nuova piena, è presente il solo scorrimento profondo

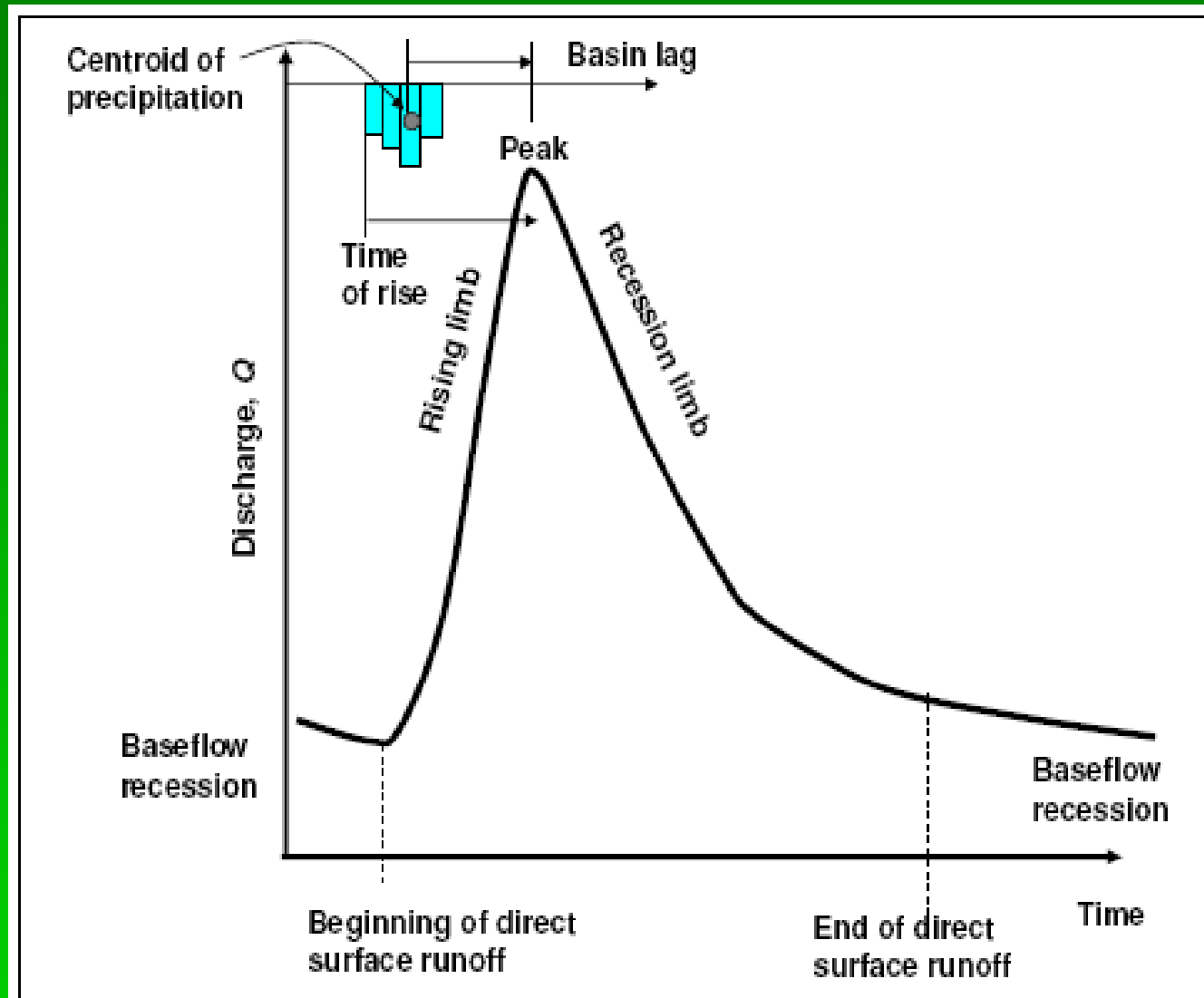
L'idrogramma di piena

In quest'ultimo tratto la portata decresce a partire da un istante t_0 in cui la portata è uguale a Q_0 con un andamento approssimabile con una legge esponenziale

$$Q(t) = Q_0 e^{-(t-t_0)/K}$$

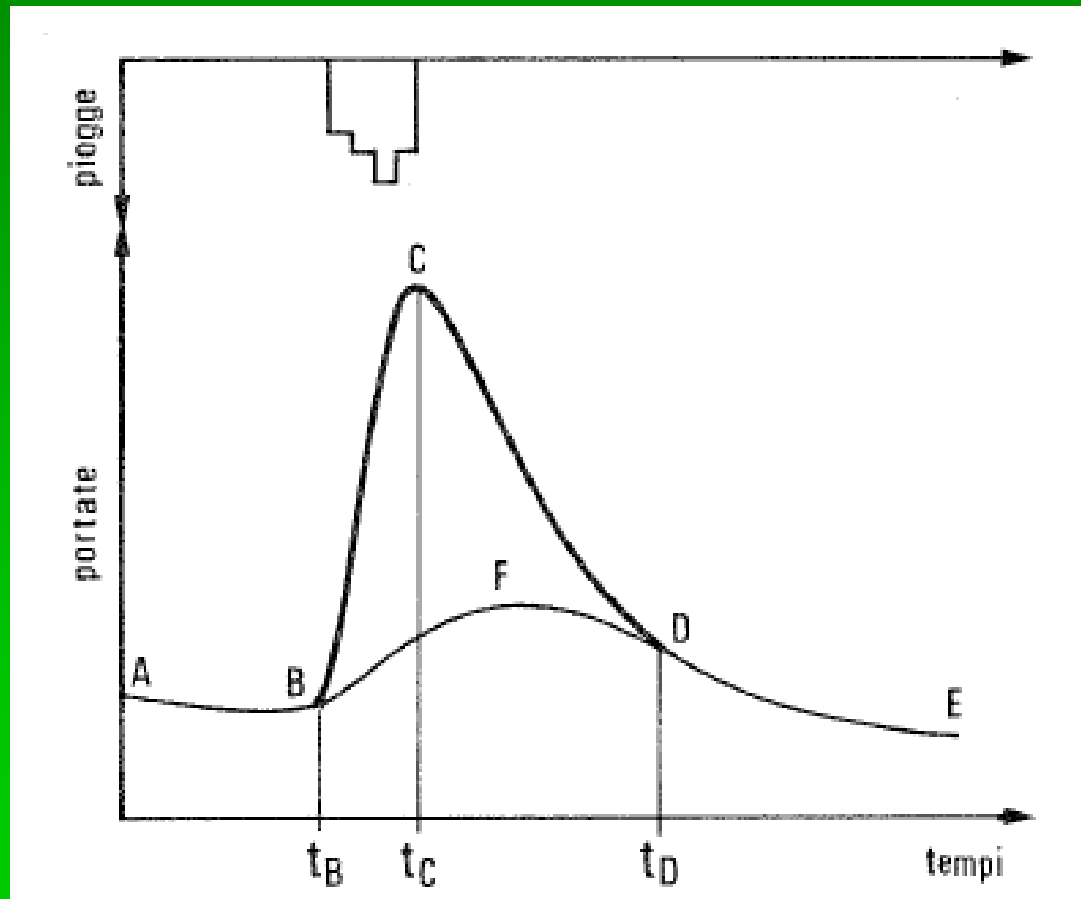


L'idrogramma di piena



L'idrogramma di piena

Contributo superficiale (veloce) e
sotterraneo (lento) al deflusso



Separazione delle componenti dell'idrogramma di piena

La separazione delle due componenti dell'idrogramma (**deflusso di base e deflusso di pioggia**) richiede:

- l'individuazione degli **istanti in cui comincia e termina il deflusso di pioggia**
- il tracciamento della **linea di separazione**, cioè la determinazione dell'**idrogramma del deflusso di base**

L'idrogramma del deflusso di pioggia si determina dunque per differenza

Separazione delle componenti dell'idrogramma di piena

- ✓ istante di inizio del deflusso di pioggia: si individua di regola senza grande incertezza, perché la curva di concentrazione inizia a salire in genere molto bruscamente
- ✓ istante in cui termina il deflusso di pioggia: è molto più incerto da definire; esistono almeno due criteri:
 1. la portata torna al valore iniziale (presuppone una durata molto lunga del deflusso di pioggia)
 2. la curva di esaurimento assume un andamento esponenziale, tipica del deflusso sotterraneo (criterio di incerta applicazione, ma che fornisce valori più realistici della durata del deflusso di pioggia)

Separazione delle componenti dell'idrogramma di piena Individuazione dell'idrogramma di base

Si consideri la parte iniziale dell'idrogramma:

- **se le falde acquifere non risentono immediatamente dell'effetto di ricarica dovuta all'afflusso meteorico, durante la fase iniziale l'idrogramma del deflusso di base ha un andamento decrescente (probabilmente per il verificarsi del meccanismo hortoniano di generazione del deflusso)**
- **se le falde risentono subito dell'effetto di ricarica, l'idrogramma del deflusso sotterraneo è crescente, come quello del deflusso superficiale (probabilmente per il verificarsi del meccanismo dunniano)**

Separazione delle componenti dell'idrogramma di piena

Individuazione dell'idrogramma di base

Si consideri la fase di esaurimento della piena

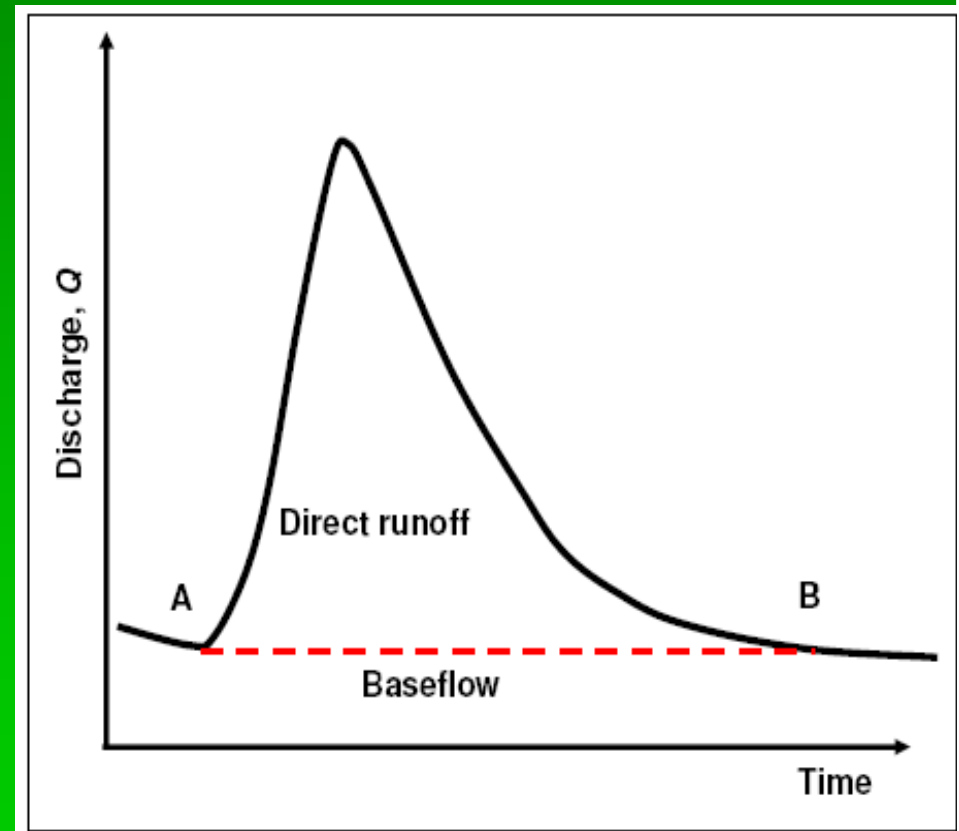
Quando il deflusso superficiale si sta esaurendo, anche l'idrogramma del deflusso sotterraneo ha un andamento decrescente, che permane anche dopo la fine del deflusso superficiale, quando il deflusso nel corso d'acqua è alimentato esclusivamente dall'esaurimento delle falde

Separazione delle componenti dell'idrogramma di piena

Individuazione dell'idrogramma di base

Metodo della linea retta:

Si attribuisce all'idrogramma di base, tra gli istanti di inizio e di fine del deflusso di pioggia, un **andamento semplicemente lineare** (approssimazione ancora meno credibile della realtà, ma accettabile, soprattutto per il meccanismo hortoniano di generazione del deflusso)

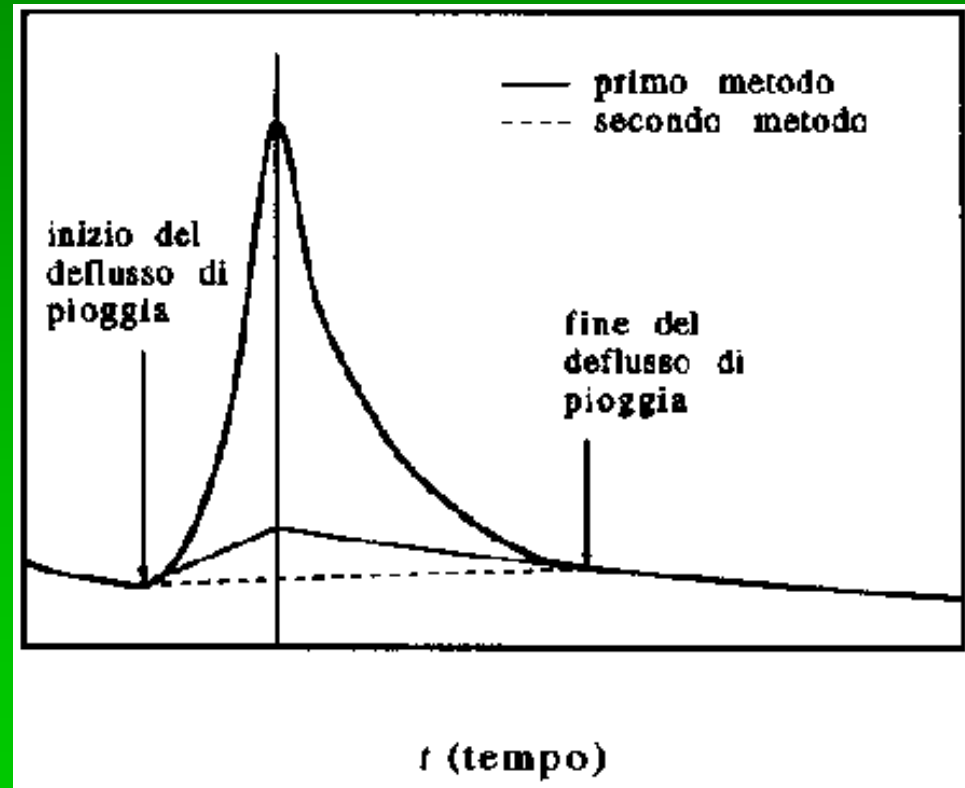


Separazione delle componenti dell'idrogramma di piena

Individuazione dell'idrogramma di base

Metodo del punto di separazione

Si prolunga fino all'istante di picco la curva esponenziale che rappresenta il deflusso di base dopo la fine del deflusso di pioggia

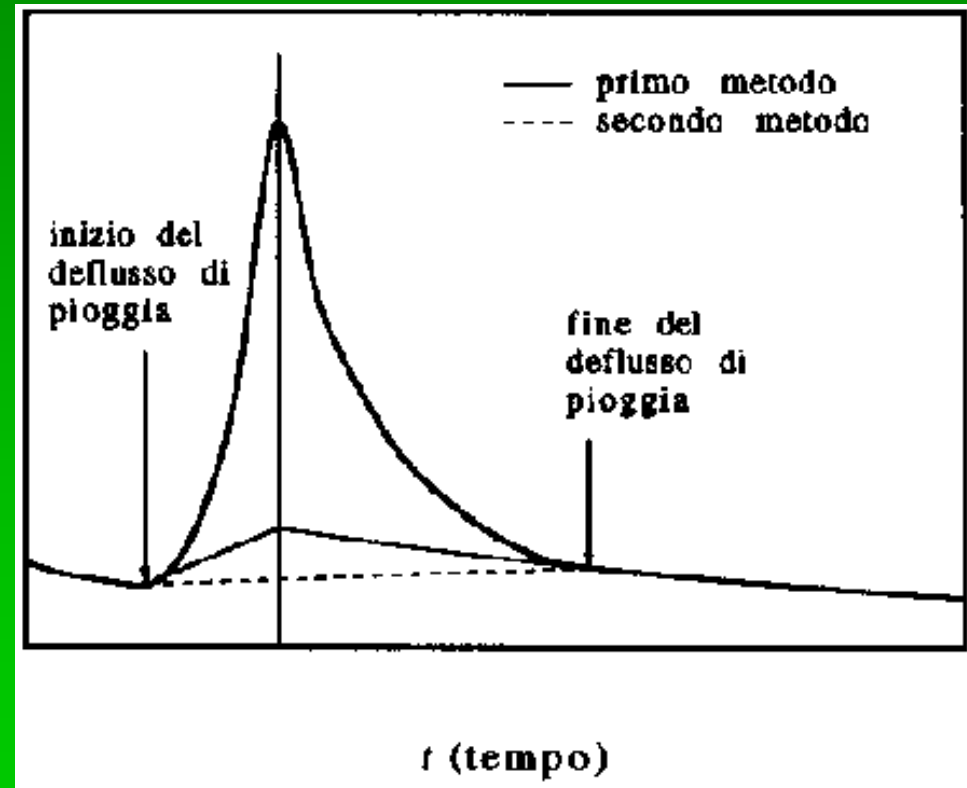


Separazione delle componenti dell'idrogramma di piena

Individuazione dell'idrogramma di base

Metodo del punto di separazione

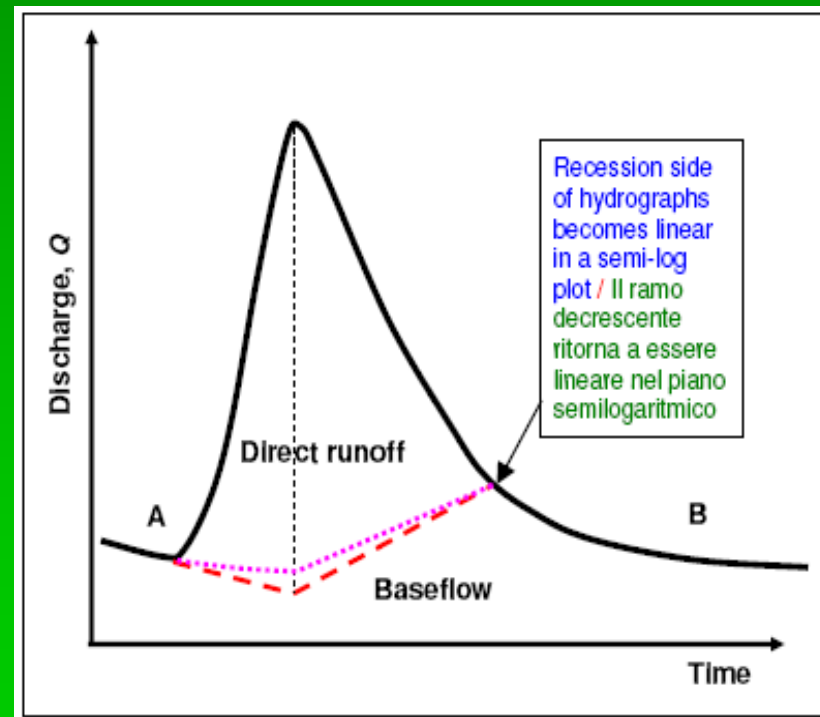
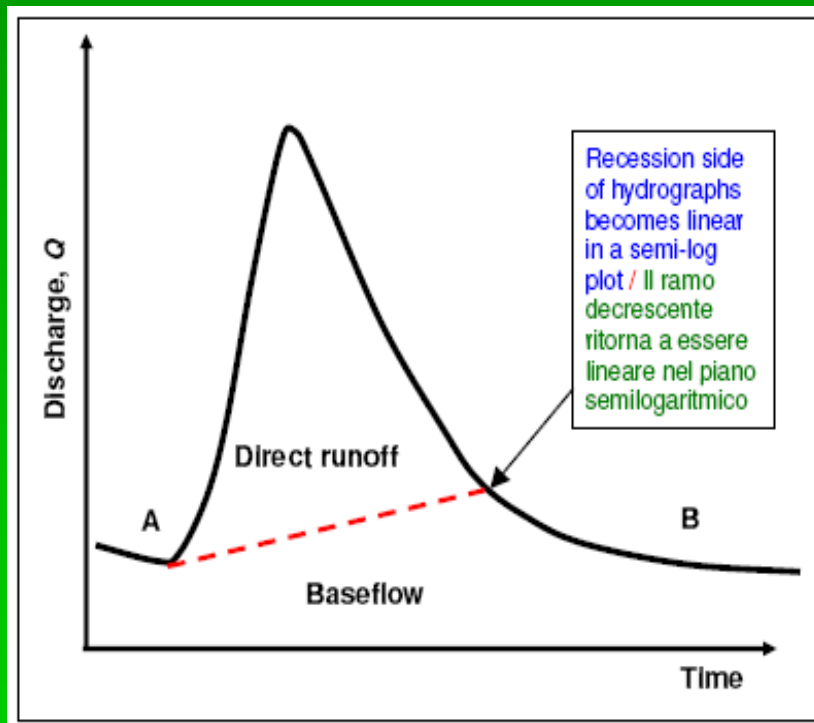
Si unisce con una retta il punto così individuato in corrispondenza del tempo di picco al punto dell'idrogramma in cui inizia il deflusso di pioggia (tale metodo, molto approssimato, è accettabile per il meccanismo dunniano di generazione del deflusso)



Separazione delle componenti dell'idrogramma di piena

Individuazione dell'idrogramma di base

Altri possibili metodi basati sul punto di separazione



Tempi caratteristici di un bacino idrografico

➤ Tempo di corrivazione t_c

Tempo necessario perché la goccia che cade nel punto idraulicamente più lontano raggiunga la sezione di chiusura del bacino

➤ Tempo di concentrazione t_p

Tempo che intercorre tra l'inizio della pioggia e il colmo della piena

➤ Tempo di ritardo t_L

Tempo che intercorre tra il baricentro dell'idrogramma di piena e dello ietogramma netto

VERIFICARE SUL MOISELLO

Corso di Idraulica ed Idrologia Forestale - Lezione 19

Modelli di stima delle portate di piena

La stima delle portate di piena può essere effettuata con diversi metodi, raggruppabili nelle seguenti categorie:

➤ **Formule empiriche:** sono basate sull'analisi di eventi di piena verificatisi in bacini simili

E' un approccio alquanto grossolano, principalmente perché non associa al valore stimato una probabilità di accadimento;

Può servire per determinare gli ordini di grandezza e per valutazioni di larga massima

Modelli di stima delle portate di piena

➤ **Modelli di trasformazione A-D:** consentono di simulare in modo semplificato i processi di formazione dei deflussi a partire dalle precipitazioni, estraendone poi i valori massimi

Permettono una valutazione della probabilità di accadimento, anche se con livelli di affidabilità dipendenti dalle ipotesi semplificative adottate nella simulazione del processo

Vengono adottati in mancanza di misure di portata di piena sufficienti per un'analisi probabilistica diretta

Modelli di stima delle portate di piena

➤ **Modelli probabilistici:** analizzano le misure storiche delle portate di piena per ricavarne le distribuzioni di probabilità

Consentono di associare ad ogni valore di portata non solo la relativa probabilità di accadimento, ma anche un livello di incertezza

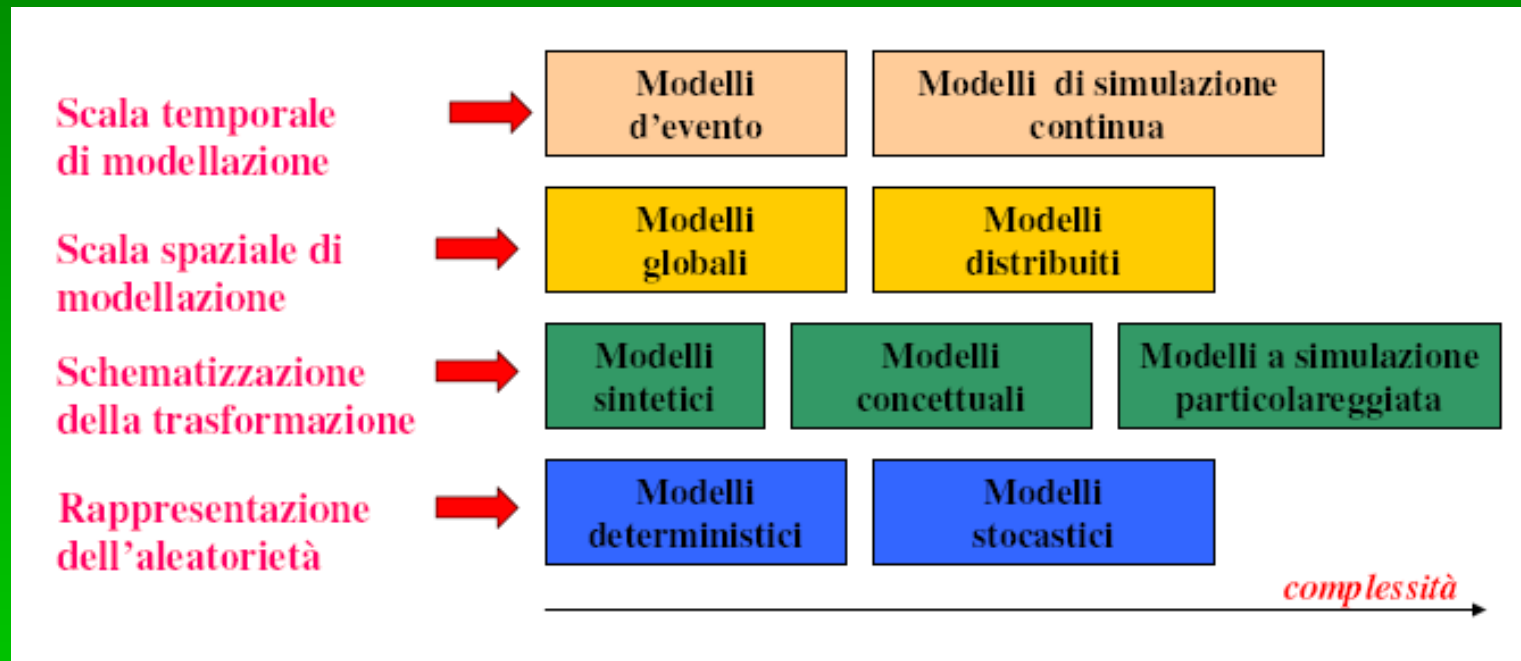
Possono basarsi anche su misure effettuate in altri bacini estrapolate con **metodi di regionalizzazione**

Modelli di trasformazione A-D

I modelli di trasformazione afflussi - deflussi (modelli A-D) hanno lo scopo di riprodurre in forma matematica i processi di trasporto e di immagazzinamento temporaneo della precipitazione che avvengono in un bacino idrografico durante e dopo un evento piovoso, al fine di determinare l'idrogramma di piena risultante o alcune sue caratteristiche salienti

Modelli di trasformazione A-D

Possono essere classificati in base a diversi aspetti:



Modelli di trasformazione A-D

Scala temporale di modellazione

- **Modelli a scala di evento:** riproducono il processo di trasformazione afflussi netti – deflussi solo per un singolo evento piovoso, ipotizzando delle condizioni iniziali di umidità del suolo nel bacino
- **Modelli di simulazione continua:** riproducono il processo di trasformazione afflussi netti – deflussi in modo continuo nel tempo, tenendo conto dell'evoluzione dello stato geomorfologico, idrologico e di uso del suolo del bacino

Modelli di trasformazione A-D

Scala spaziale di modellazione

- **Modelli globali:** non considerano la variabilità nello spazio della precipitazione e delle caratteristiche geomorfologiche e di uso del suolo del bacino, utilizzando quindi solo valori medi delle varie grandezze
- **Modelli distribuiti:** considerano la variabilità nello spazio della precipitazione e delle caratteristiche geomorfologiche, idrologiche e di uso del suolo del bacino, che viene suddiviso in unità morfologiche omogenee; i processi di trasformazione vengono simulati in ciascuna unità, tenendo conto degli input e delle condizioni al contorno determinate dalle altre celle

Modelli di trasformazione A-D

Schematizzazione della trasformazione

- **Modelli sintetici o modelli a scatola chiusa (black-box):** assimilano il bacino ad un sistema incognito di cui cercano solamente di correlare l'output (portate) con l'input (precipitazione) mediante un opportuno operatore matematico, la cui struttura è definita sulla base della migliore riproduzione di eventi con input e output noti

Modelli di trasformazione A-D

Schematizzazione della trasformazione

➤ **Modelli a simulazione particolareggiata o modelli fisicamente basati:** cercano di riprodurre analiticamente i diversi sottoprocessi fisici della trasformazione A - D mediante sottomodelli concettuali o empirici

Sono modelli piuttosto complessi e con un elevato numero di parametri

Modelli di trasformazione A-D

Schematizzazione della trasformazione

➤ **Modelli concettuali:** assimilano il comportamento del bacino al funzionamento idraulico di un elemento o di una combinazione di elementi concettuali semplici, generalmente costituiti da **canali e serbatoi lineari o non lineari**

Modelli di trasformazione A-D

Rappresentazione dell'aleatorietà

- **Modelli deterministici:** non considerano l'aleatorietà né della precipitazione, né delle condizioni idrologiche al contorno (ad esempio di variabili come temperatura, vento, ecc.); i risultati non sono quindi associati ad un livello di probabilità, ma assunti in modo deterministico
- **Modelli stocastici:** cercano di tenere conto dell'aleatorietà mediante la generazione casuale delle caratteristiche della precipitazione e di altre variabili idrologiche, elaborando i risultati con i metodi dell'analisi probabilistica

Modelli di trasformazione A-D

Un'ultima distinzione importante è tra modelli completi e modelli di piena

➤ **Modelli completi:** cercano di simulare tutte le componenti del processo di trasformazione, utilizzando equazioni di tipo fisico (modelli fisicamente basati) o elementi idraulici semplici, come canali e serbatoi lineari (modelli concettuali)

Riproducono quindi le varie componenti del deflusso, sia quelle superficiali, sia quelle ipodermiche e sotterranee

Sono generalmente difficili da tarare e più adatti alla simulazione dell'intero processo stocastico dei deflussi

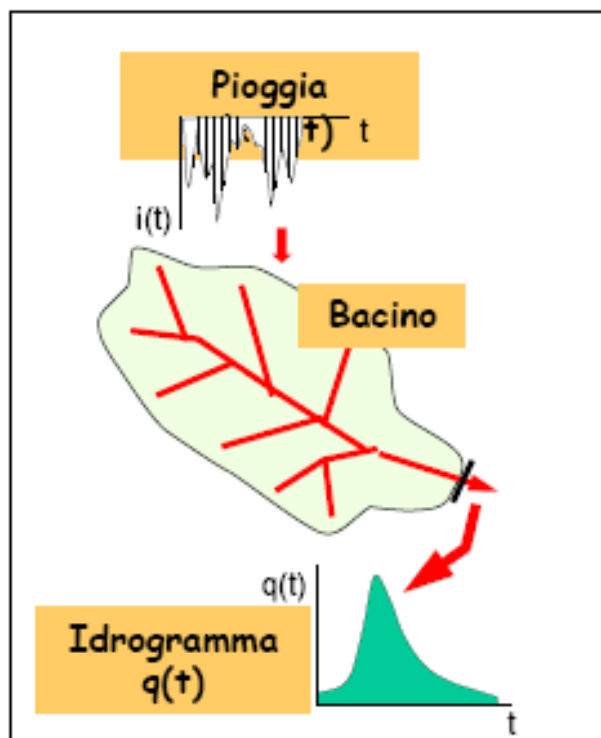
Modelli di trasformazione A-D

➤ **Modelli di piena:** cercano di simulare la sola trasformazione della pioggia netta in deflusso superficiale, cioè la componente più rapida del processo di formazione dei deflussi e principalmente responsabile dell'aumento delle portate

Sono più semplici e quindi adatti alla simulazione degli eventi di piena considerati isolati dall'intero processo dei deflussi

Modelli di trasformazione A-D

Schema a blocchi generale di un modello A – D completo



Modello dell'input di pioggia

Pioggia $i(x, y, t)$

reale

sintetica

N.B.:

- Nei **modelli distribuiti** tutte le grandezze sono considerate variabili nello spazio x, y e nel tempo t (come nella realtà).
- Nei **modelli globali** tutte le grandezze sono considerate variabili solo nel tempo t e non nello spazio.

Evapotraspirazione $ET(x, y, t)$

Infiltrazione $f(x, y, t)$

Modello delle perdite idrologiche (evapotraspirazione, deflussi sotterranei fuori bacino)

Deflussi sotterranei $q_g(x, y, t)$

Deflussi superficiali $q_s(x, y, t)$

sotterranei fuori bacino $q_{gg}(x, y, t)$

sotterranei nel bacino $q_{gs}(x, y, t)$

Modello di trasformazione delle piogge nette (deflussi superficiali e sotterranei nel bacino) nell'idrogramma $q(t)$ nella sezione di chiusura del bacino (output del modello)

Idrogramma $q(t) = q_{gs}(x, y, t) + q_s(x, y, t)$

Modelli empirici per la stima delle portate di piena

$$Q_G = Q_m (1 + b \log T)$$

$$Q = Q_G (1 + 2,66 S^{-0,3})$$

$Q_m = C_p S^{0.80}$ = media dei massimi annuali giornalieri [Fuller]

VERIFICARE

$$F(Q) = \frac{1}{\sqrt{\pi}} \int_{-\infty}^z e^{-z^2} dz$$

$$z = \frac{\ln Q - m_{\ln Q}}{s_{\ln Q}}$$

$m_{\ln Q}$, $s_{\ln Q}$ = media e scarto quadratico medio della variabile trasformata [LN2, Galton]

$$P\left(\frac{Q}{Q_m}\right) = \exp \left[-\lambda_1 (\exp(\alpha))^{\frac{Q}{Q_m}} - \Lambda^* \lambda_1^{1/\Theta^*} \left(\exp\left(\frac{\alpha}{\Theta^*}\right) \right)^{-\frac{Q}{Q_m}} \right]$$

Q_m = media delle portate di piena [Two Component Extreme Value distribution, VAPI]

Modelli empirici per la stima delle portate di piena

$$q_{\max} = \frac{2900}{A + 90} \quad [m^3 / skm^2]$$

$A < 1000 \text{ km}^2$ [Scimemi]

$$q_{\max} = \frac{600}{A + 10} + 1 \quad [m^3 / skm^2]$$

$20 \leq A \leq 1000 \text{ km}^2$ [Pagliaro]

$$q_{\max} = 3.25 \frac{500}{A + 125} + 1.0 \quad [m^3 / skm^2]$$

$A \leq 1000 \text{ km}^2$; $h_{24\max} = 400 \text{ mm}$

[Forti]

$$q_{\max} = 2.35 \frac{500}{A + 125} + 0.5 \quad [m^3 / skm^2]$$

$A \leq 1000 \text{ km}^2$; $h_{24\max} = 200-250 \text{ mm}$

Modelli empirici per la stima delle portate di piena

Formula di Gherardelli e Marchetti

Una formula empirica di stima delle portate di piena, molto usata in Italia fino a pochi decenni fa, è quella di Gherardelli e Marchetti [1939] che esprime il contributo unitario di piena q_{\max} come:

$$q_{\max} = q_{100} \left(\frac{A}{100} \right)^{-\frac{2}{3}} \quad [m^3 / skm^2]$$

dove S è l'area del bacino in km^2 e q_{100} è il contributo unitario di piena relativo ad un bacino di $100 km^2$

Modelli empirici per la stima delle portate di piena

Formula di Gherardelli e Marchetti

Quest'ultimo parametro è ipotizzato costante per una regione omogenea ed è quindi il fattore di omogeneizzazione di gruppi di bacini diversi

Nella tabella sono riportati alcuni valori indicativi

Regione omogenea	q_{100} [m ³ /s km ⁻²]
Bacini veneti	3 ÷ 13.6
Bacini lombardi	3 ÷ 12.4
Bacini piemontesi	5 ÷ 17.5
Bacini emiliani	10 ÷ 20
Bacini liguri-toscani	5 ÷ 14.5
Bacini umbro-laziali e campani	2 ÷ 9
Bacini isolani	7 ÷ 12

Modelli empirici per la stima delle portate di piena

Formula razionale

$$Q_T = \frac{C i_T A}{3.6} \quad [m^3 / s]$$

i_T [mm/h]; A [km²]

Coefficiente di deflusso C

Tipo di suolo	Copertura del bacino		
	Coltivazioni	Pascoli	Boschi
<i>Molto permeabile</i>	0.20	0.15	0.10
<i>Mediamente permeabile</i>	0.40	0.35	0.30
<i>Poco permeabile</i>	0.50	0.45	0.40

Modelli empirici per la stima del tempo di corrivazione

Formula di Giandotti

$$170 \leq A \leq 70000 \text{ km}^2$$

$$t_c = \frac{4\sqrt{A} + 1.5L}{0.8\sqrt{H_m}} \quad [\text{ore}]$$

L = lunghezza dell'asta principale [km]

H_m = altitudine media del bacino [m]

Formula di Giandotti modificata

$$t_c = \frac{\frac{1}{Md} (4\sqrt{A} + 1.5L)}{0.8\sqrt{H_m}} \quad [\text{ore}]$$

Copertura del suolo (M)		Permeabilità (d)	
<i>suolo nudo</i>	0.667	<i>Semipermeabile</i>	1.270
<i>Erbe rade</i>	0.250	<i>Poco permeabile</i>	0.960
<i>Bosco</i>	0.200	<i>Mediamente permeabile</i>	0.810
<i>Prato permanente</i>	0.167	<i>Molto permeabile</i>	0.690

Modelli empirici per la stima del tempo di corrivazione

Formula di Ventura

$$t_c = 0.127 \sqrt{\frac{L}{i_k^*}} \quad [ore]$$

Formula di Pezzoli

$$t_c = 0.055 \frac{L}{\sqrt{i_k^*}} \quad [ore]$$

Formula di Kirpich

$$t_c = 0.000325 \left(\frac{L}{\sqrt{i_k^*}} \right)^{0.77} = 0.95 \frac{L^{1.155}}{d^{0.385}} \quad [ore]$$

i_k^* = pendenza media dell'asta principale [m/m]

d = dislivello dell'asta principale [m]

Modelli empirici per la stima del tempo di corrivazione

Formula di Tournon

$$t_c = 0.369 \frac{L}{\sqrt{i_k^*}} \left[\frac{A}{L^2 \sqrt{i_m/i_k^*}} \right]^{0.72} \quad [ore]$$

$$30 \leq A \leq 170 \text{ km}^2$$

i_m = pendenza media del bacino

Formula di Horton

$$t_c = 3.6 \frac{L}{v} \quad [ore]$$

v = velocità di trasferimento di una particella di acqua [m/s]

VERIFICARE

Formula di Pasini

$$t_c = 0.108 \frac{(AL)^{\frac{1}{3}}}{\sqrt{i_k^*}} \quad [ore]$$

VERIFICARE

Modelli empirici per la stima del tempo di corrivazione

Formula di Puglisi-Zanframundo

$$t_c = 6L^{2/3}d^{-1/3} = 6\left(\frac{L}{i_k^*}\right)^{1/3} \quad [ore]$$

$43 \leq A \leq 94 \text{ km}^2$

Formula di Fattorelli-Marchi

$$t_c = 5.13L^{2/3}d^{-1/3} = 5.13\left(\frac{L}{i_k^*}\right)^{1/3} \quad [ore]$$

$7 \leq A \leq 200 \text{ km}^2$

Modelli empirici per la stima del tempo di corrivazione

Formula di Turazza

$$t_c = 1.085\sqrt{A} \quad [\text{giorni}]$$

VERIFICARE

Formula di Ongaro

$$t_c = 0.18(LS)^{1/3} \quad [\text{giorni}]$$

VERIFICARE

Formule di Ventura

$$t_c = 0.315\sqrt{A} \quad [\text{giorni}]$$

VERIFICARE

$$t_c = 0.005\sqrt{\frac{A}{i_k^*}} \quad [\text{giorni}]$$

VERIFICARE

Modelli empirici per la stima del tempo di corrivazione

Formule di Pasini

$$t_c = 0.24(LS)^{1/3}; t_c = 0.94(LS)^{1/3} \quad [\text{giorni}]$$

$$t_c = 0.0045 \sqrt{\frac{LA}{i_k^*}} \quad [\text{giorni}]$$

VERIFICARE

Formula di Ruggiero

$$t_c = 0.72S^{1/3} \quad [\text{giorni}]$$

VERIFICARE

Formula di Cremonese

$$t_c = 0.01157 * 6 \sum_{i=1}^k \frac{L_i}{v_i} \quad [\text{giorni}]$$

VERIFICARE

Linee isocorrive (secondo Viparelli)



Il modello SCS-CN

Il metodo proposto dal Soil Conservation Service (1972) è noto anche con il termine inglese di **metodo del Curve Number**

Esso si basa sulla completa validità dell'ipotesi che il rapporto tra il **volume di deflusso V** e la **precipitazione netta P_n** sia pari a quello esistente fra il **volume idrico effettivamente immagazzinato nel suolo W** ed il **valore massimo della capacità di invaso del suolo S** , secondo la seguente relazione:

$$\frac{V}{P_n} = \frac{W}{S}$$

Il modello SCS-CN

La **precipitazione netta** P_n si ottiene detraendo alla **precipitazione totale** P le **perdite iniziali** I_a , dovute sia all'immagazzinamento superficiale del suolo, sia all'intercettazione operata dalla copertura vegetale, sia ancora al processo di infiltrazione, fenomeni che si verificano prima del ruscellamento superficiale

Le perdite iniziali vengono assunte proporzionali alla capacità massima di invaso del suolo S secondo l'espressione:

$$I_a = \lambda S$$

con λ coefficiente di proporzionalità

Il modello SCS-CN

Con semplici trasformazioni matematiche, che si omettono per brevità, si ottiene il **volume di deflusso V** come segue:

$$V = \frac{(P - 0.2S)^2}{P + 0.8S}$$

avendo assunto λ pari a 0.2

Il modello SCS-CN

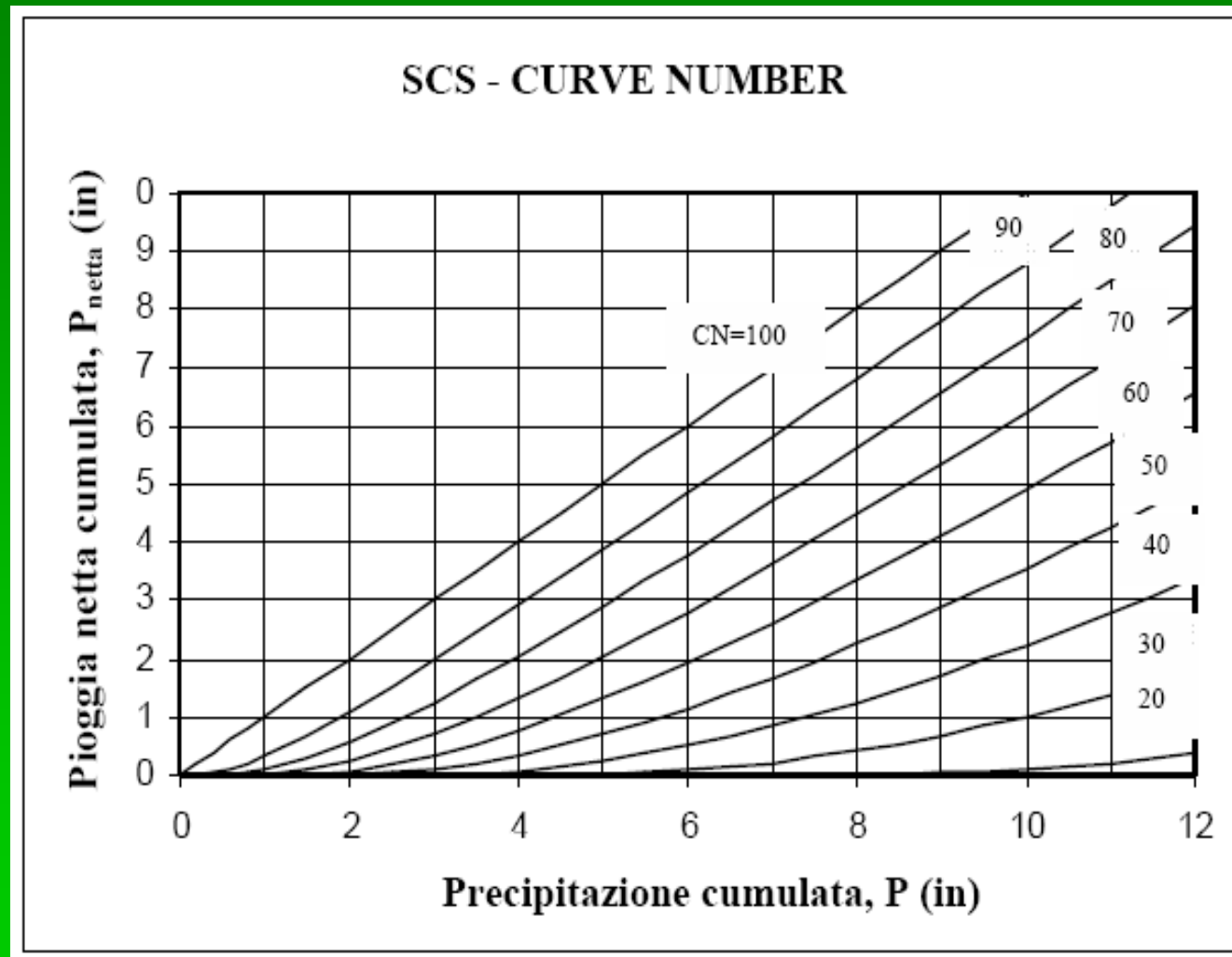
La stima della **massima capacità di invaso del suolo S** viene effettuata con buona approssimazione, salvo la necessità di calibrazione del coefficiente di proporzionalità λ per tener conto delle differenti condizioni geomorfologiche e climatiche, tramite la seguente formula:

$$S = 25.4 \cdot \left(\frac{1000}{CN} - 10 \right)$$

Il modello SCS-CN

Il parametro CN, definito “**Curve Number**”, che assume valori compresi teoricamente fra 0 (assenza di deflusso superficiale) e 100 (assenza di perdite idrologiche con trasformazione totale della precipitazione in deflusso superficiale), rappresenta l’attitudine del bacino esaminato a produrre deflusso

Il modello SCS-CN



Il modello SCS-CN

Il parametro CN risulta essenzialmente legato alle **caratteristiche idrologiche ed all'uso del suolo**

Per la stima del CN è necessaria preliminarmente la determinazione della **classe idrologica dei suoli** all'interno dei quattro gruppi (A, B, C e D) individuati dall'USDA-SCS in ragione della **capacità di formazione del deflusso del suolo** (da bassa ad elevata rispettivamente da A a D, passando per le situazioni intermedie di B e C) dovuta alla rispettiva **capacità di infiltrazione**

Il modello SCS-CN

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 pressoché impermeabili in vicinanza delle superfici.

Il modello SCS-CN

Il parametro CN quindi viene determinato in funzione della **classe idrologica** e dell'**uso del suolo**

Tabella 2 - Valori caratteristici del parametro CN

Valori del parametro CN (adimensionale)	← Tipo idrologico Suolo →			
	A	B	C	D
↓ Tipologia di Uso del Territorio				
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

Il modello SCS-CN

Il CN relativo alla singola area omogenea viene determinato per condizioni medie di un parametro rappresentativo dell'umidità del suolo antecedente al verificarsi di un evento pluviometrico (**AMC, Antecedent Moisture Condition**), indicata come **AMCII**, sulla base di due tabelle (l'una relativa alle aree coltivate, forestali od a maggese, l'altra alle zone urbanizzate)

Per le aree rurali il CN si determina in funzione della **copertura vegetale**, della **condizione idrologica** (cattiva, discreta o buona), del **tipo di pratica colturale** (a reggipoggio, a solchi diritti o a terrazze) e, come accennato innanzi, della **classe idrologica del suolo**

Il modello SCS-CN

Le **condizioni di umidità antecedenti (AMC)** vengono determinate sulla scorta della precipitazione totale caduta nei cinque giorni antecedenti all'evento in esame nelle due diverse situazioni di **stagione colturale di riposo** e **colturale vegetativa**; in funzione dell'altezza totale di pioggia si distingueranno, dunque, tre situazioni:

- **AMCI:** potenziale di scorrimento superficiale minimo, dovuto alle condizioni di siccità del suolo
- **AMCII:** condizioni medie
- **AMCIII:** potenziale di scorrimento superficiale massimo, dovuto alle condizioni di saturazione idrica del suolo

Il modello SCS-CN

I valori del CN relativi alle due condizioni di umidità antecedenti AMCI (CNI) o AMCIII (CNIII) possono essere calcolate con le seguenti formule, in cui CNII è il parametro relativo a condizioni di umidità medie:

$$CN_I = \frac{4.2CN_{II}}{10 - 0.058CN_{II}}$$

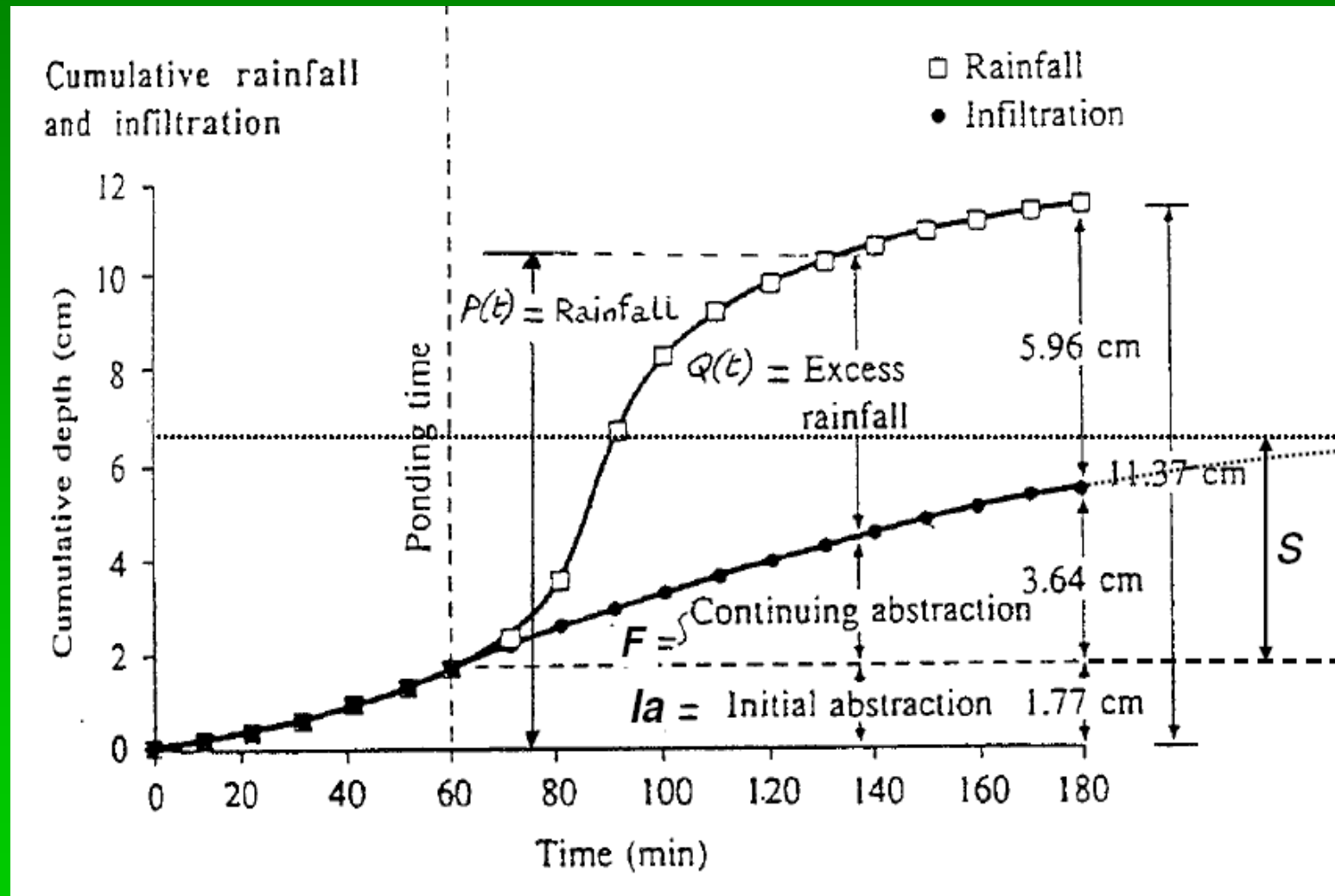
$$CN_{III} = \frac{23CN_{II}}{10 + 0.13CN_{II}}$$

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

Il modello SCS-CN

(VERIFICARE SUL MOISELLO)



**LA CORREZIONE
SI E' FERMATA QUI**

L'idrogramma istantaneo unitario

I modelli di trasformazione afflussi-deflussi a base concettuale predisposti per la stima dei deflussi di piena sono in genere **modelli lineari e stazionari**, che si prestano a rappresentare la sola componente superficiale del deflusso

Un sistema si dice **lineare** se vale il **principio di sovrapposizione degli effetti**: se agli ingressi $p_1(t)$ e $p_2(t)$ corrispondono rispettivamente le uscite $q_1(t)$ e $q_2(t)$, allora **all'ingresso $\alpha p_1(t) + \beta p_2(t)$ corrisponde l'uscita $\alpha q_1(t) + \beta q_2(t)$**

Un sistema è invece **stazionario** se, dato un ingresso $p(t)$ cui corrisponde **un'uscita $q(t)$** , allora all'ingresso $p(t+T)$ corrisponde **l'uscita $q(t+T)$**

L'idrogramma istantaneo unitario

Il concetto dell'**idrogramma unitario UH**, introdotto da Sherman nel 1932, assume che l'idrogramma corrispondente ad una certa pioggia netta, con **altezza e durata assegnata, intensità costante nel tempo ed uniforme nello spazio**, sia sempre lo stesso

L'**idrogramma unitario istantaneo (IUH)** $h(t)$ rappresenta la risposta del sistema (cioè l'idrogramma di piena) conseguente ad una **precipitazione netta di volume unitario e di durata infinitesima** (e conseguentemente di **intensità infinita**), avente cioè le caratteristiche di un'**immissione impulsiva**

L'idrogramma istantaneo unitario

Un input di questo genere viene indicato come **delta di Dirac** ed ha le seguenti caratteristiche:

$$\delta(t) = 0 \quad \text{per } t \neq 0$$

$$\int_{-\infty}^{+\infty} \delta(t) dt = 1$$

Dovendo valere **l'equazione di continuità** (volume complessivo di pioggia netta = volume defluente), deve essere:

$$\int_0^{+\infty} h(t) dt = 1$$

cioè l'area sottesa dall'IUH deve avere valore unitario e, pertanto, $h(t)$ ha come dimensione l'inverso di un tempo

L'idrogramma istantaneo unitario

La generica pioggia, di durata finita, può essere interpretata come una successione di **precipitazioni nette elementari di durata infinitesima $d\tau$ e volume, anch'esso infinitesimo, pari a $p(\tau)d\tau$**

Si consideri l'effetto nell'istante t di una sollecitazione applicata all'istante τ ed avente le caratteristiche di una **pioggia impulsiva**: tale effetto sarà pari ad $h(t - \tau)$, dove con h si indica l'ordinata dell'operatore **idrogramma unitario istantaneo**

L'idrogramma istantaneo unitario

Ricorrendo all'ipotesi di linearità, si verifica che la portata infinitesima $dq(t)$, dovuta alla sola pioggia dell'intervallo infinitesimo $d\tau$ compreso fra τ e $\tau + d\tau$, il cui volume è pari a $p(\tau)d\tau$, risulta essere data da:

$$dq(t) = h(t - \tau) p(\tau) d\tau$$

La **risposta del sistema al tempo t** si ottiene quindi sovrapponendo gli effetti delle piogge nette che si sono verificate fra l'istante iniziale $t=0$ e l'istante t considerato, sommando cioè tutti i contributi infinitesimi $dq(t)$

L'idrogramma istantaneo unitario

Si ha quindi:

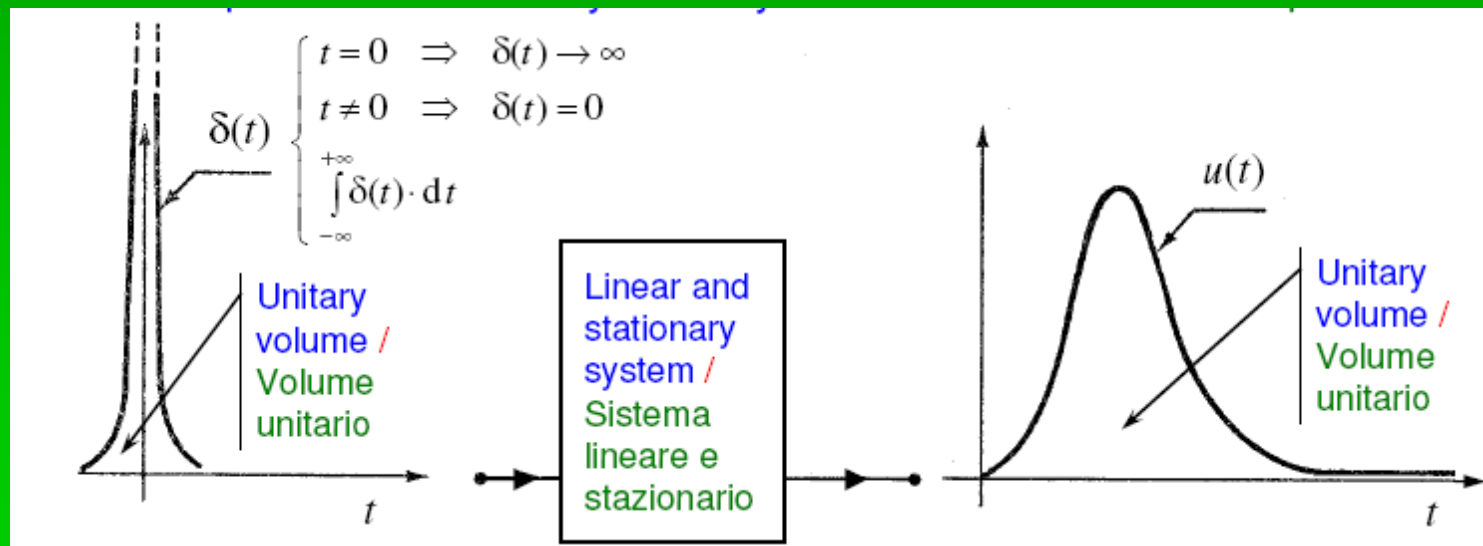
$$q(t) = \int_0^t dq(t) = \int_0^t p(\tau)h(t-\tau)d\tau$$

Pertanto, supponendo che la trasformazione afflussi-deflussi del bacino sia assimilabile a quella di un sistema lineare e stazionario, la relazione tra le portate entranti nel sistema idrografico - cioè le **precipitazioni** $p(t)$ - ed il **deflusso** $q(t)$ attraverso la sezione di chiusura risulta esprimibile tramite l'espressione precedente, indicata come **integrale di convoluzione**

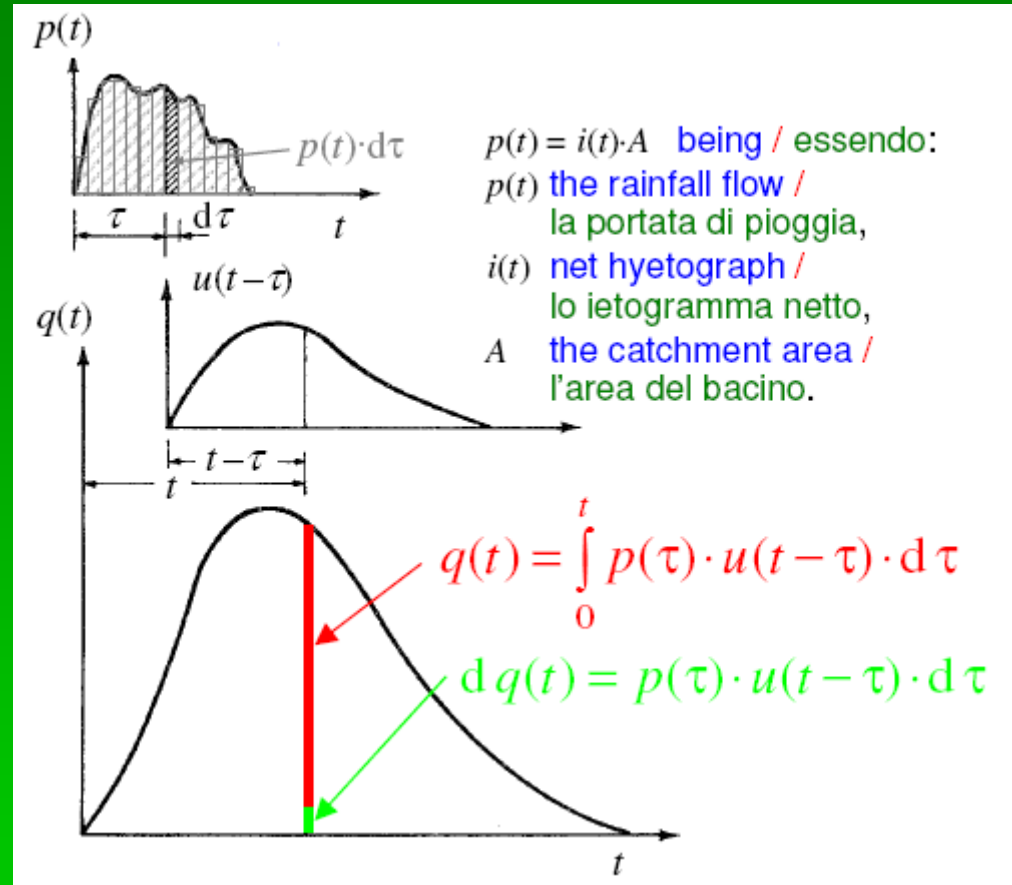
L'idrogramma istantaneo unitario

La durata totale T dell'idrogramma così ottenuto risulta pari alla somma della **durata T_p dell'evento meteorico** e della **durata T_h dell'IUH** (che si può assimilare al **tempo di corrivazione del bacino**)

L'ascissa del baricentro dell'IUH rappresenta invece il **tempo di ritardo del bacino**



L'idrogramma istantaneo unitario



L'idrogramma istantaneo unitario

Il calcolo delle portate viene operativamente eseguito **discretizzando l'integrale di convoluzione**

In particolare, fissato un intervallo temporale di riferimento Δt , vengono in primo luogo calcolate le funzioni $q(t)$ e $p(t)$ ad intervalli equidistanziati di Δt nel tempo

Si indica con $q(t_k)$ la portata osservata nella sezione di chiusura all'istante $k\Delta t$ e con $p(k)$ la (portata di) precipitazione, supposta costante nell'intervallo $[(k-1)\Delta t \rightarrow k\Delta t]$

L'idrogramma istantaneo unitario

La portata $q(t_k)$ calcolata all'istante $k\Delta t$ in base all'integrale di convoluzione può essere espressa dalla sommatoria:

$$q(t_k) = \sum_{i=1}^k p(i)A(k+1-i)$$

dove:

$$A(k+1-i) = \int_{(k-i)\Delta t}^{(k+1-i)\Delta t} h(t)dt$$

Naturalmente per la continuità deve risultare:

$$\sum_{j=1}^N A_j = 1$$

Il modello della corrivazione

Il **metodo cinematico** o **metodo della corrivazione** si basa sulle seguenti ipotesi:

- ✓ la formazione della piena è dovuta unicamente ad un fenomeno di trasferimento di massa liquida
- ✓ ogni singola goccia di pioggia si muove sulla superficie del bacino seguendo un percorso immutabile che dipende unicamente dalla posizione del punto in cui essa è caduta

Il modello della corrivazione

- ✓ la velocità della singola goccia non è influenzata dalla presenza di altre gocce, cioè ognuna di esse scorre indipendentemente dalle altre
- ✓ la portata defluente si ottiene sommando tra loro le portate elementari provenienti dalle singole aree del bacino che si presentano allo stesso istante alla sezione di chiusura

La prima delle ipotesi precedenti esclude la presenza di qualsiasi **fenomeno di invaso**, la seconda e terza ipotesi equivalgono ad assumere che il **tempo di corrivazione di qualsiasi punto del bacino sia costante**; l'ultima ipotesi, con le due precedenti, equivale ad assumere che il modello sia **lineare e stazionario**

Il modello della corrivazione

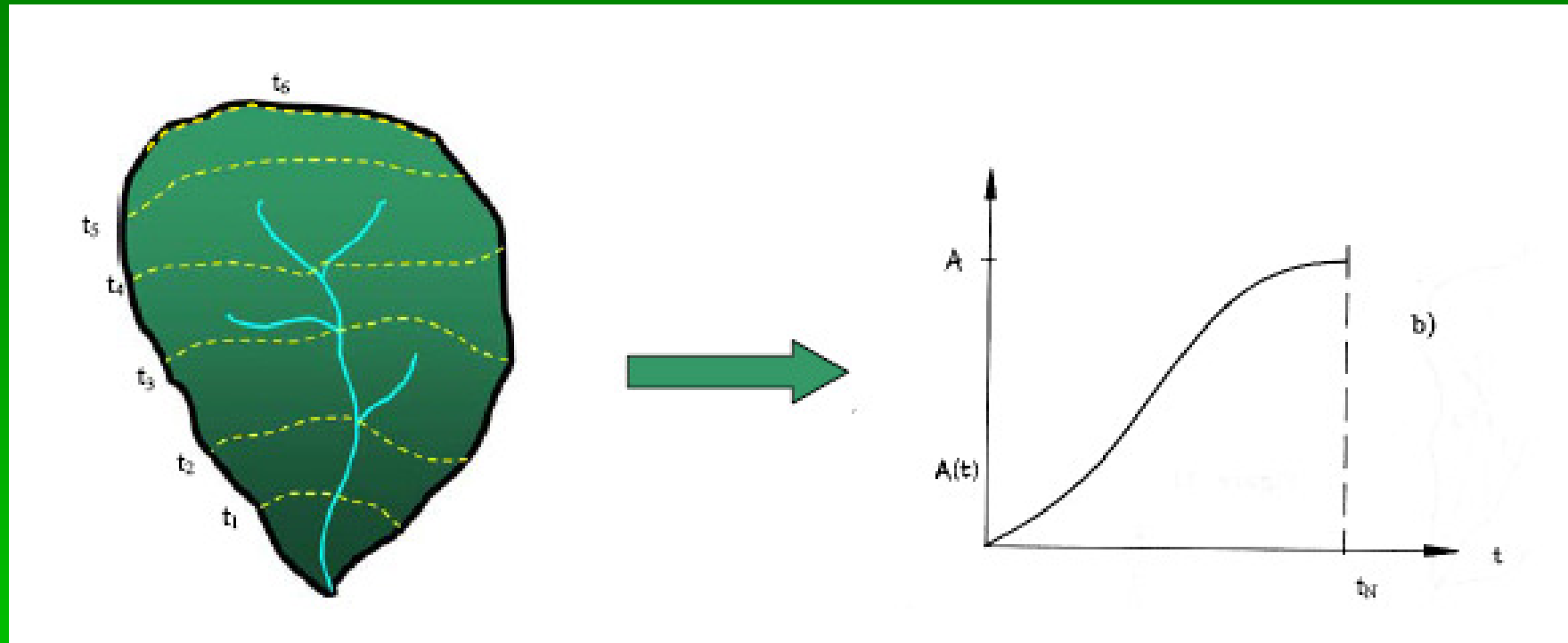
Il meccanismo di formazione delle piene così come è rappresentato dal modello cinematico, richiede l'individuazione nel bacino delle cosiddette **linee isocorrive**, ossia i punti del bacino caratterizzati dallo stesso tempo di corrivazione: questo, per le ipotesi sopra fatte, è indipendente dai deflussi defluenti e quindi è costante per tutta la durata del fenomeno

Il modello della corrivazione

Si prendano in considerazione le **linee isocorrive con tempo di corrivazione uguale ad un multiplo di Δt** , $t_1 = \Delta t$, $t_2 = 2\Delta t, \dots$, $t_N = N\Delta t$ (a t_N corrisponde il tempo di corrivazione del bacino) e si indichi con $A(t_1)$, $A(t_2), \dots, A(t_N)$ le **aree delle porzioni di bacino caratterizzate da un tempo di corrivazione inferiore rispettivamente a t_1, t_2, \dots, t_N** (A_n coincide, quindi, con l'area dell'intero bacino)

Sulla base di questi dati è possibile costruire in forma discretizzata la cosiddetta **curva area-tempi**, che ha in ascissa il tempo t ed in ordinata l'area $A(t)$ il cui tempo di corrivazione è minore o uguale a t ; la funzione $A(t)$ ha un andamento monotono crescente

Il modello della corrivazione



Il modello della corrivazione

L'applicazione del metodo della corrivazione richiede la conoscenza della curva area-tempi del bacino e quindi il tracciamento delle isocorrive, cioè delle linee che uniscono i punti del bacino con uguale tempo di corrivazione

E' possibile considerare le linee isocorrive coincidenti con le **linee isoipse del bacino** nel presupposto che il tempo di corrivazione di ciascun punto del bacino sia proporzionale alla distanza che intercorre tra esso e la sezione di chiusura e che, in generale, a punti di quota più elevata corrispondano distanze maggiori; in tal caso la curva area-tempi viene a coincidere con la curva ipsografica (ipotesi di Viparelli)

Il modello della corrivazione

Stabilito l'intervallo unitario Δt , frazione del tempo di corrivazione, si calcolano le altezze di pioggia in ciascun intervallo Δt :

$$h_{\Delta t, T} = h_{t, T} - h_{t-1, T}$$

dove $h_{t, T}$ è l'altezza di pioggia di **tempo di ritorno T**, corrispondente alla durata t e $h_{t-1, T}$ quella corrispondente alla durata $t-1$

Il modello della corrivazione

Per il semplice bacino in figura, ad esempio, il tracciamento dell'onda di piena con il modello della corrivazione si conduce, una volta note le superfici comprese tra le isocorrive, sulla base del prospetto seguente:

$$Q_1 = C/\Delta T \ x_1 A_1$$

$$Q_2 = C/\Delta T \ (x_2 A_1 + x_1 A_2)$$

$$Q_3 = C/\Delta T \ (x_3 A_1 + x_2 A_2 + x_1 A_3)$$

$$Q_4 = C/\Delta T \ (x_4 A_1 + x_3 A_2 + x_2 A_3 + x_1 A_4)$$

$$Q_5 = C/\Delta T \ (x_5 A_1 + x_4 A_2 + x_3 A_3 + x_2 A_4 + x_1 A_5)$$

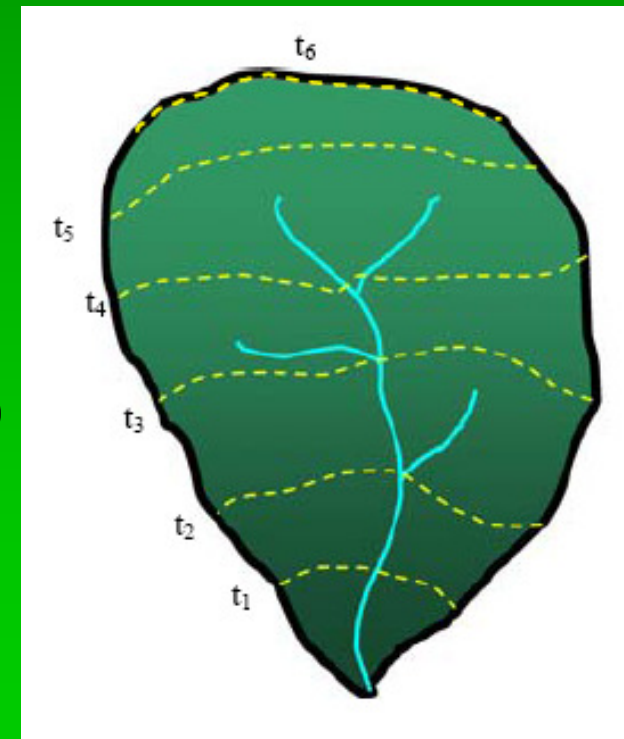
$$Q_6 = C/\Delta T \ (x_5 A_2 + x_4 A_3 + x_3 A_4 + x_2 A_5)$$

$$Q_7 = C/\Delta T \ (x_5 A_3 + x_4 A_4 + x_3 A_5)$$

$$Q_8 = C/\Delta T \ (x_5 A_4 + x_4 A_5)$$

$$Q_9 = C/\Delta T \ x_5 A_5$$

$$Q_{10} = 0 \quad \text{Corso di Idraulica ed Idrologia Forestale - Lezione 19}$$



Il modello della corrivazione

nell'ipotesi che il tempo di corrivazione sia di 5 ore e l'intervallo scelto ΔT sia di 1 ora ed avendo indicato con:

Q_i = portata che attraversa la sezione di chiusura alla fine dell' i -esima ora

x_i = altezza di pioggia nell' i -esimo intervallo ΔT

A_i = superficie compresa fra le isocorrive $i-1$ e i

C = coefficiente di deflusso