



UNIVERSITÀ  
DEGLI STUDI  
DI PADOVA

**TESAF**

Dipartimento Territorio  
e Sistemi Agro-Forestali  
Università di Padova



UNIVERSITÀ  
DEGLI STUDI  
DI TRIESTE

29 Aprile 2022

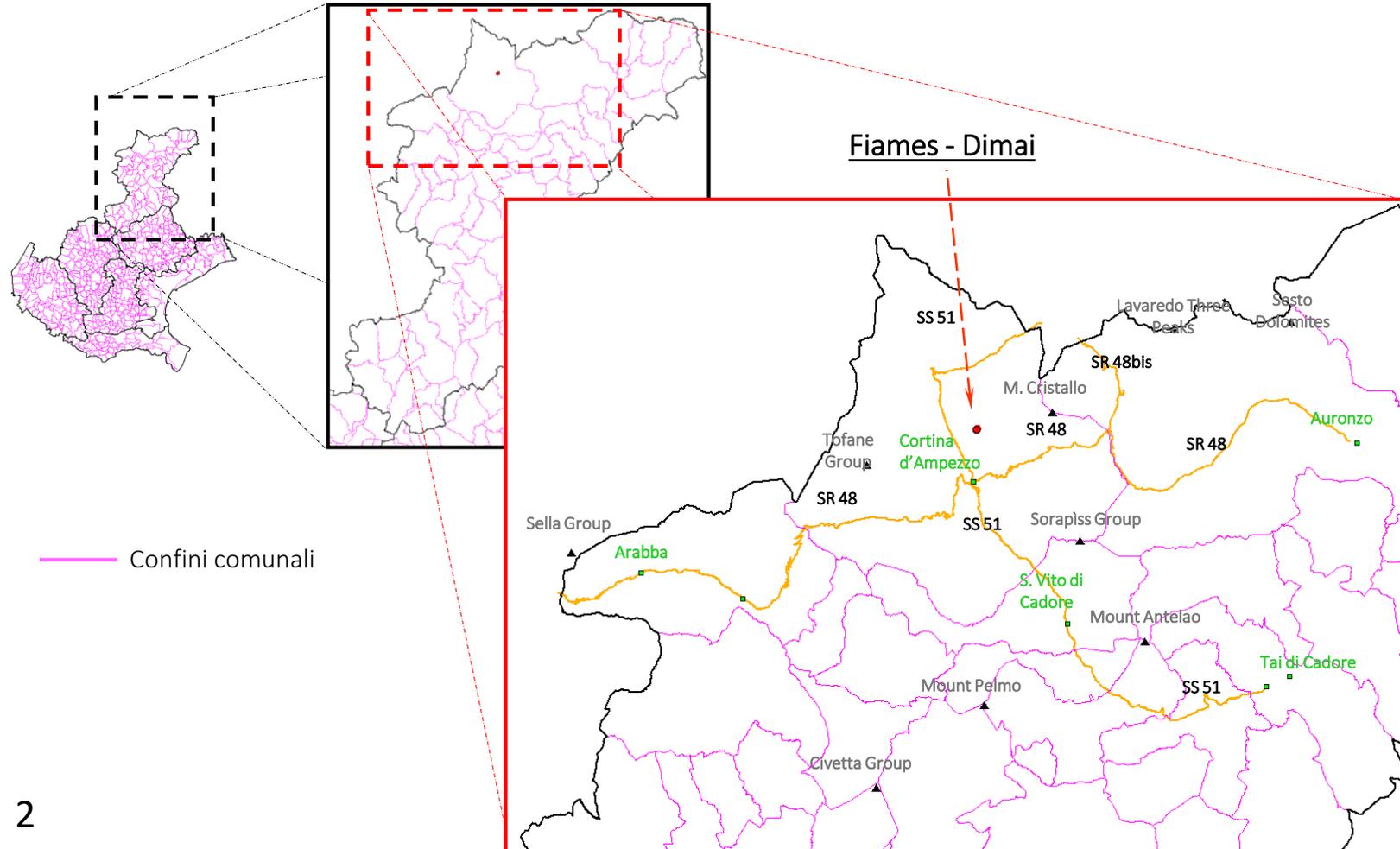
Carlo Gregoretto

Corso di Analisi di stabilità di  
versante e modellazione

Risposta idrologica di bacini rocciosi di  
testata **con** modellazione

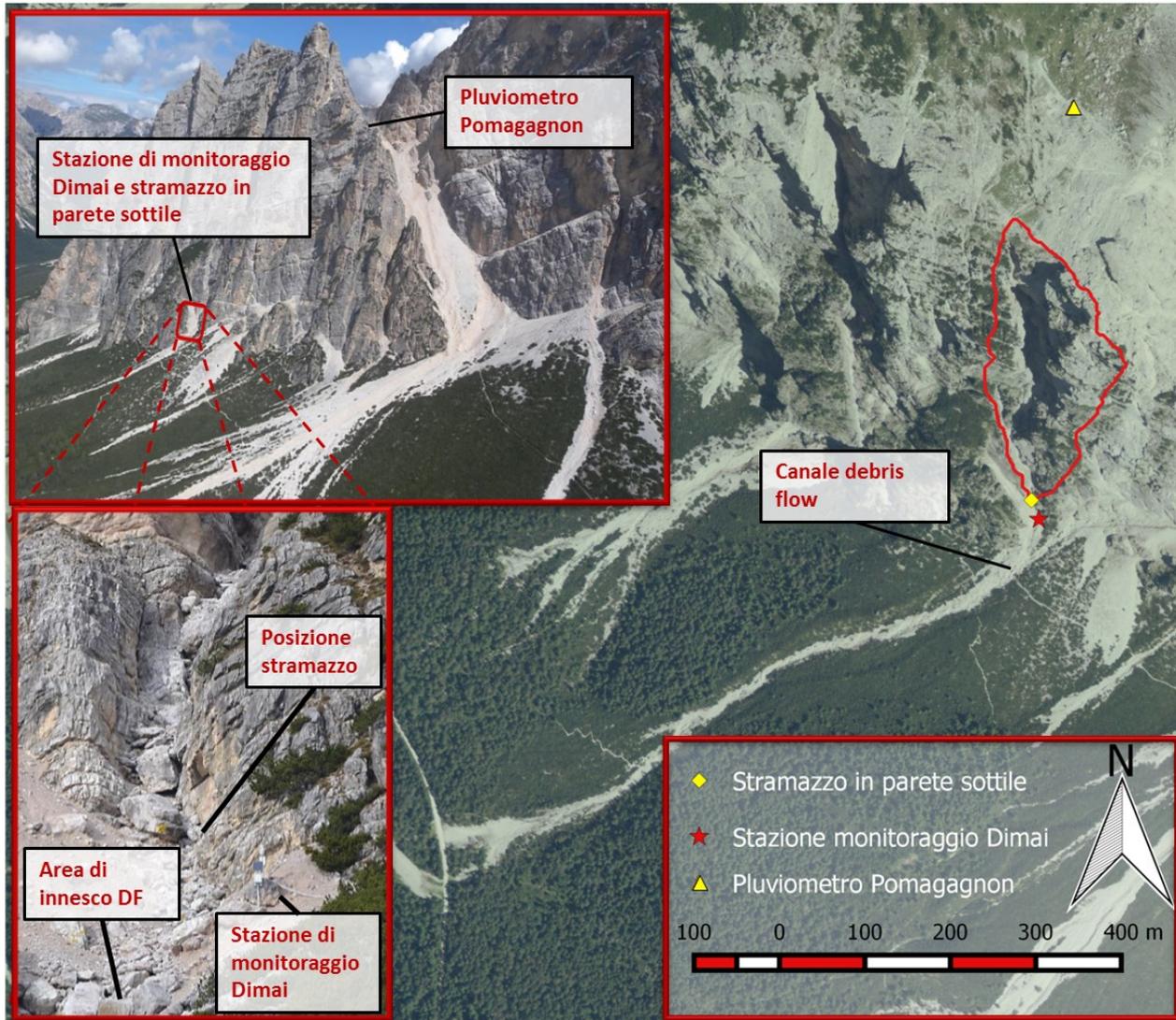
# Risposta idrologica bacini rocciosi - 1

Dal 2013 risulta operante sotto il campanile Dimai a Fiames (Cortina d'Ampezzo) una stazione di misura delle portate (stramazzo in parete sottile) ad una quota di 1700 m s.l.m..



# Risposta idrologica bacini rocciosi - 2

Dal 2013 risulta operante sotto il campanile Dimai a Fiames (Cortina d'Ampezzo) una stazione di misura delle portate (stramazzo in parete sottile) ad una quota di 1700 m s.l.m..



# Risposta idrologica bacini rocciosi - 3

La precipitazione sul bacino è data da due pluviometri, uno a monte del bacino (Forcella del Pomagagnon) ed una alla sezione di chiusura ed il bacino viene suddiviso in due sottobacini determinati con il metodo dei topoieti.



Pluviometri

Area: 0.032 km<sup>2</sup>

Baricentro bacino

Uso del suolo: Roccia (95%)

Baricentro dei due sottobacini

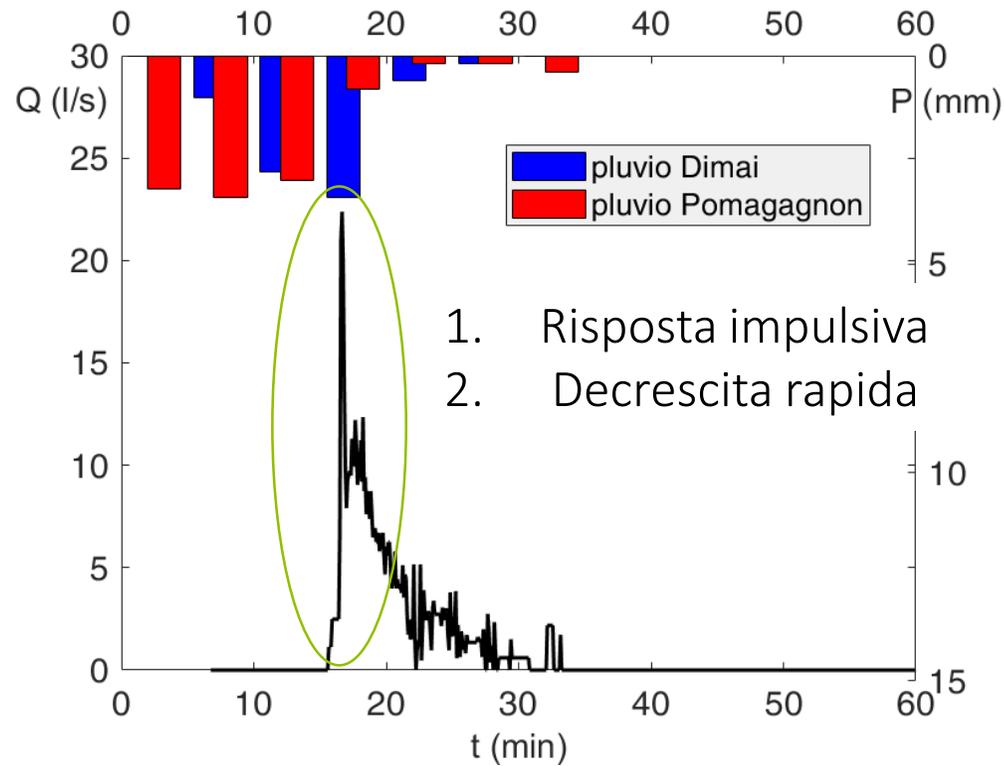
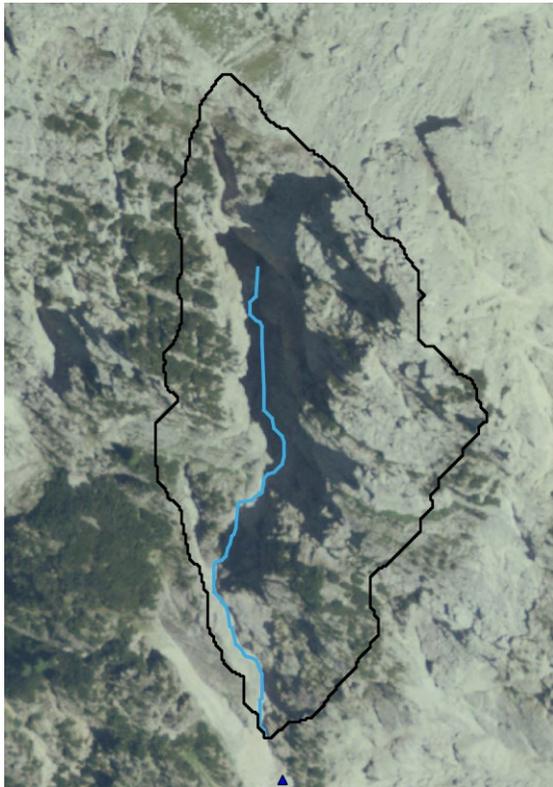
CN (suolo) 90.4

Canale (area di soglia 5000 m<sup>2</sup>)

Evento del  
19/8/2013

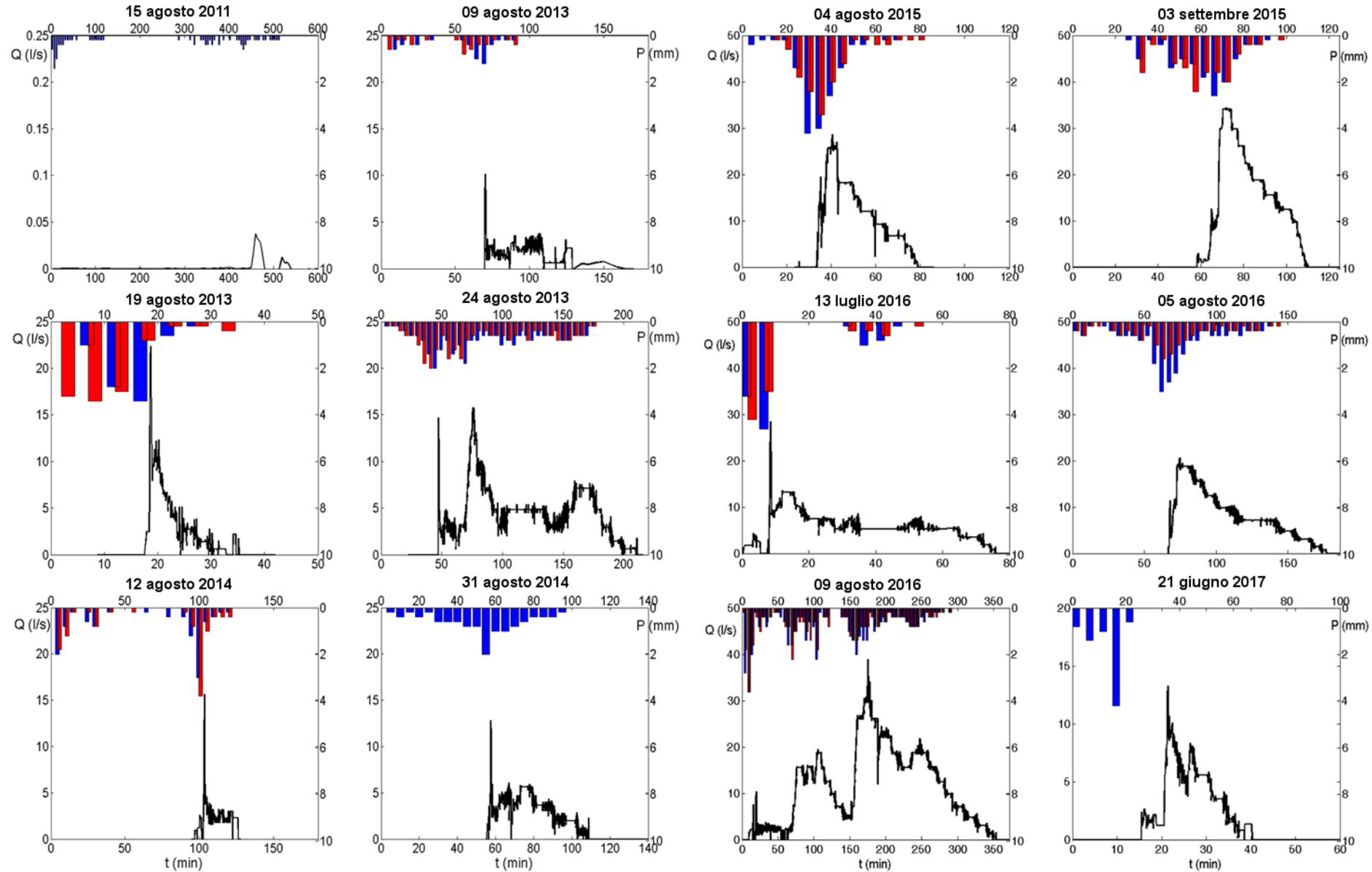


# Risposta idrologica bacini rocciosi - 4



1. Nel canale le onde con maggior celerità, dovute ai contributi di deflusso laterale dei versanti, raggiungono quelle già generatisi, dando origine ad un idrogramma impulsivo con andamento quasi verticale del ramo ascendente dell'idrogramma.
2. La decrescita rapida dopo il picco è dovuta alla breve durata degli impulsi di precipitazione.

# Risposta idrologica bacini rocciosi - 5



# Modello idrologico: presentazione - 1

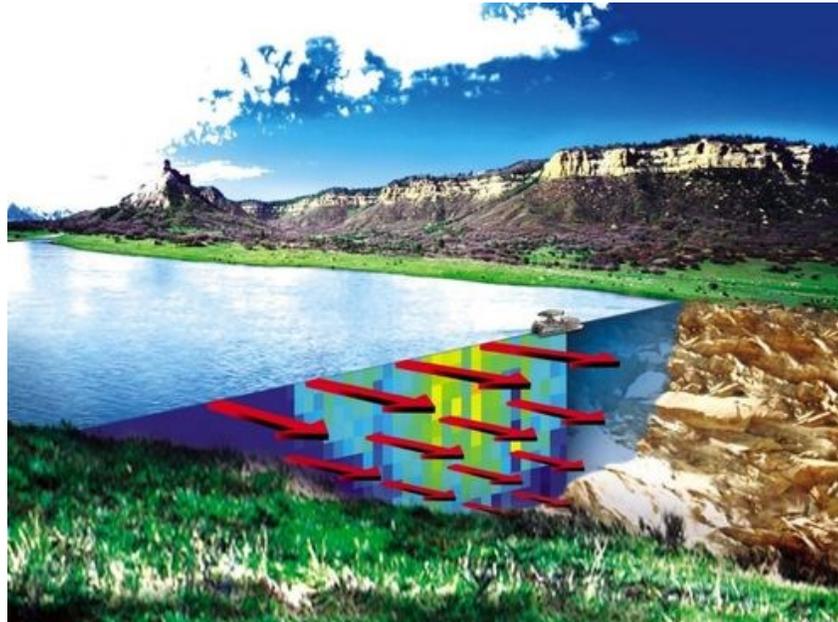
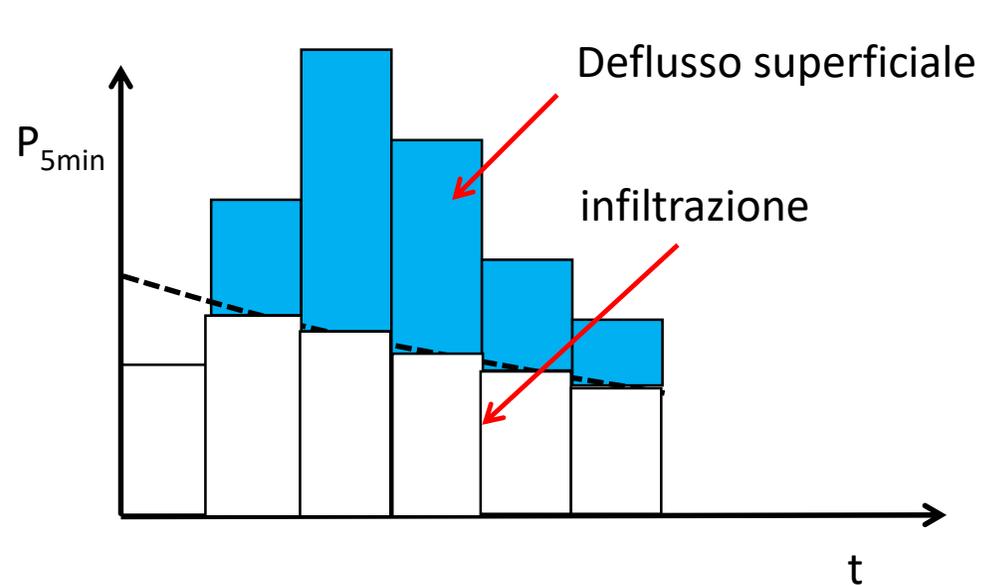
Un modello idrologico è uno strumento che trasforma la precipitazione che cade in un bacino in deflusso superficiale e lo convoglia alla sezione di chiusura.

La somma di tutti i contributi di deflusso superficiale dalle aree in cui è suddiviso il bacino che arrivano alla sezione di chiusura nell'unità di tempo costituisce la portata (volume che defluisce nell'unità di tempo).

# Modello idrologico: presentazione - 2

Il modello idrologico qui utilizzato è stato inizialmente implementato utilizzando il metodo SCS e poi modificato aggiungendo una componente hortoniana per meglio simulare i deflussi superficiali dovuti a precipitazioni di elevata intensità.

Il modello accoppia un metodo per la determinazione della parte di precipitazione che non si infiltra e diventa deflusso superficiale con un metodo per trasferire questo contributo di deflusso superficiale alla sezione di chiusura.

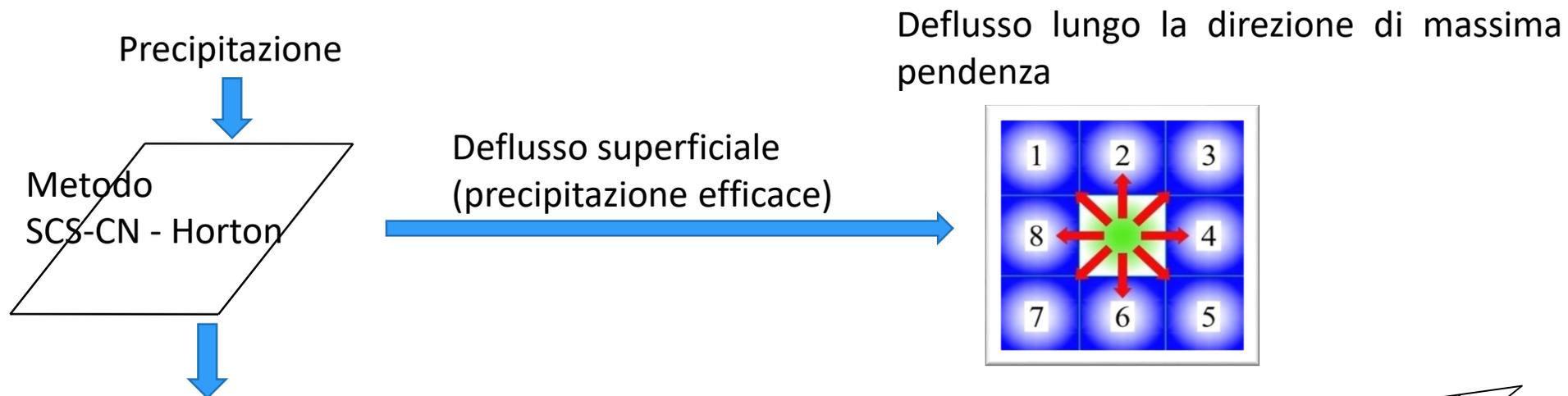


# Modello idrologico: presentazione - 3

## Il modello è distribuito

- 1) Il bacino è discretizzato mediante le celle del raster.
- 2) L' impulso di precipitazione su ogni cella viene trasformato in deflusso superficiale e trasferito alla sezione di chiusura tramite il percorso di massima pendenza.
- 3) La somma di tutti gli impulsi che raggiungono la sezione di chiusura al tempo  $t$ , costituiscono la portata defluente al tempo  $t$ .

Schema concettuale del modello idrologico afflussi-deflussi modificato da Gregoretti et al. (2016) che determina le precipitazioni efficaci tramite una combinazione del metodo SCS-CN con la legge di Horton e le trasferisce alla sezione di chiusura



Perdite per infiltrazione

Tempo di propagazione =

$$\frac{Ls1}{Vs1} + \frac{Ls2}{Vs2}$$

Lunghezze percorsi:

$Ls1$  = versante in roccia

$Ls2$  = ghiaione

Velocità di deflusso superficiale:

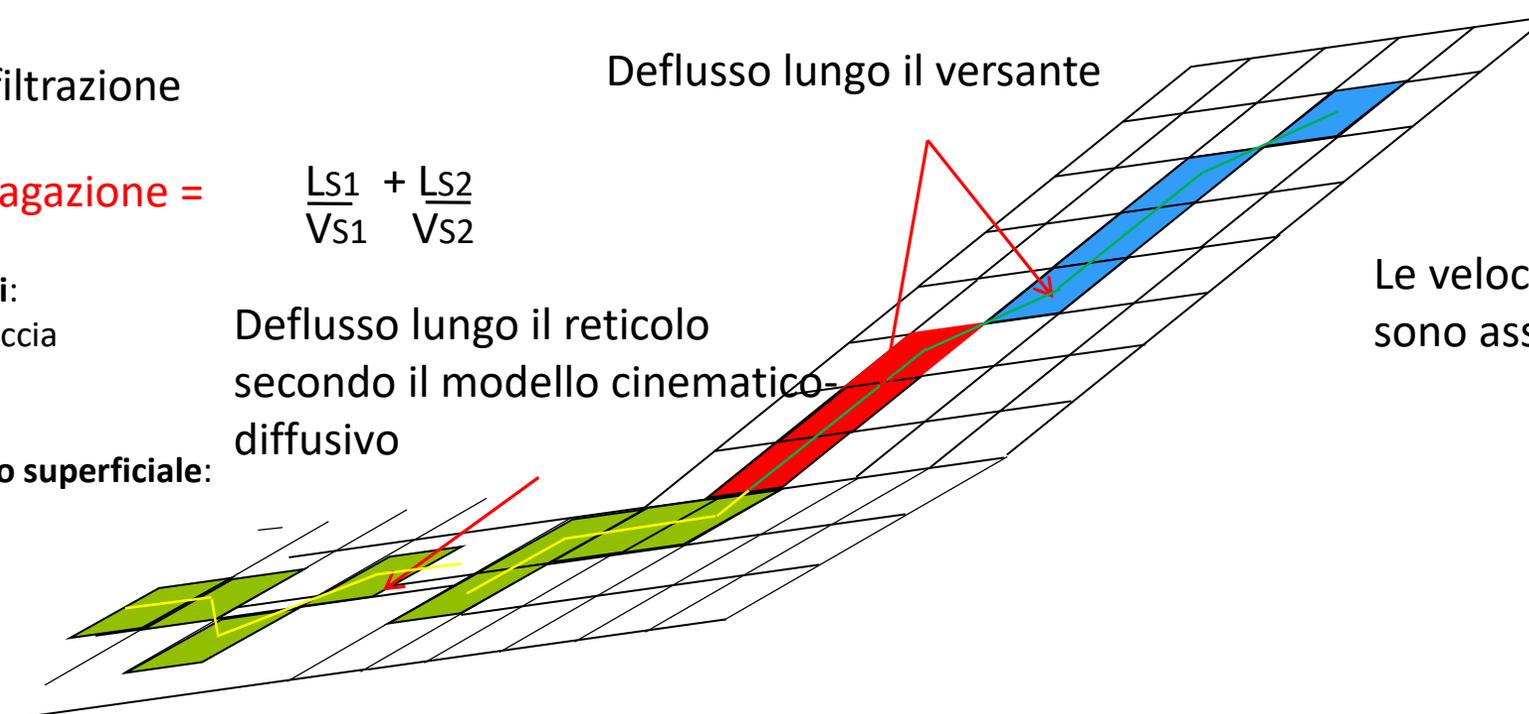
$Vs1$  = su roccia

$Vs2$  = su ghiaione

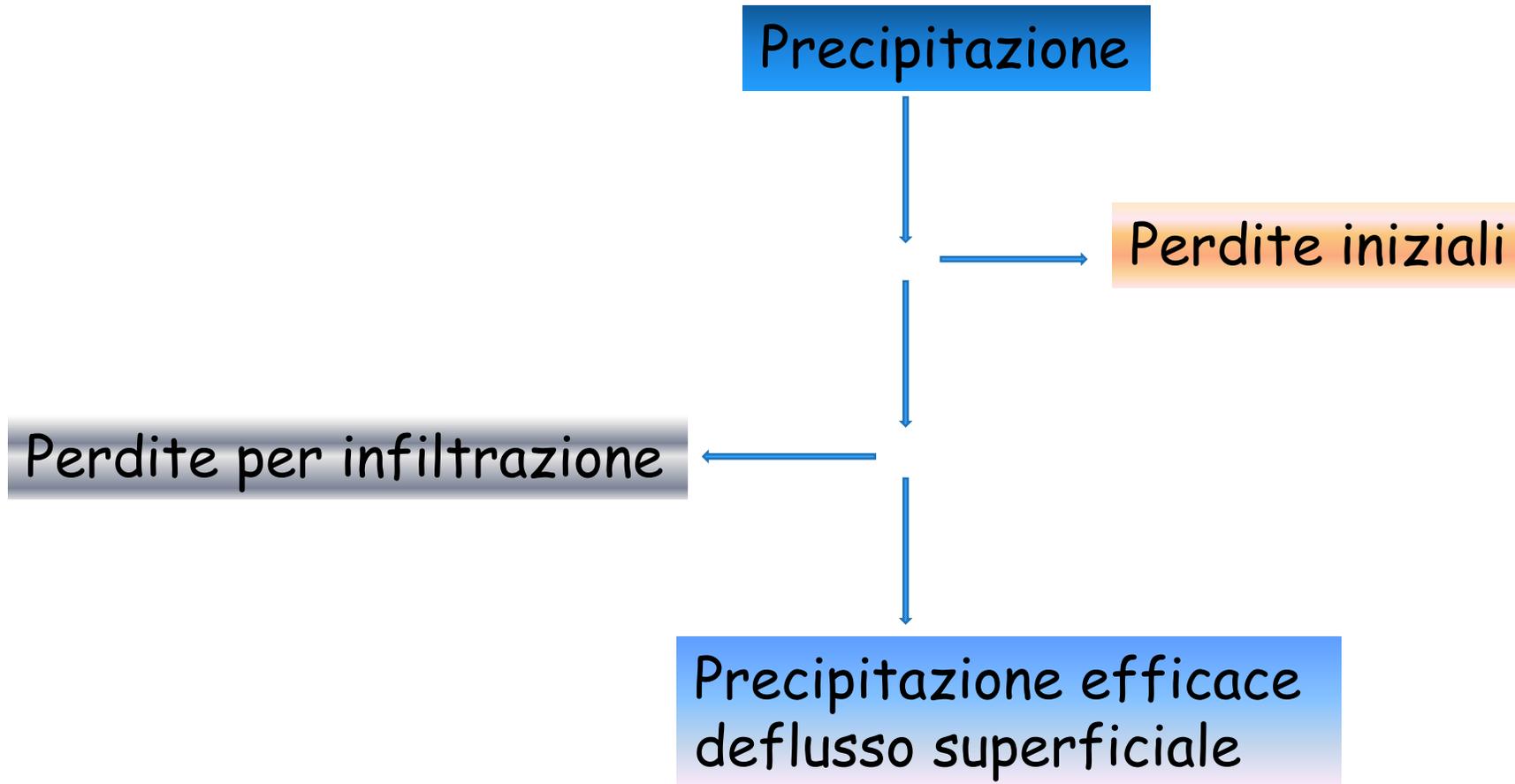
Deflusso lungo il versante

Deflusso lungo il reticolo secondo il modello cinematico-diffusivo

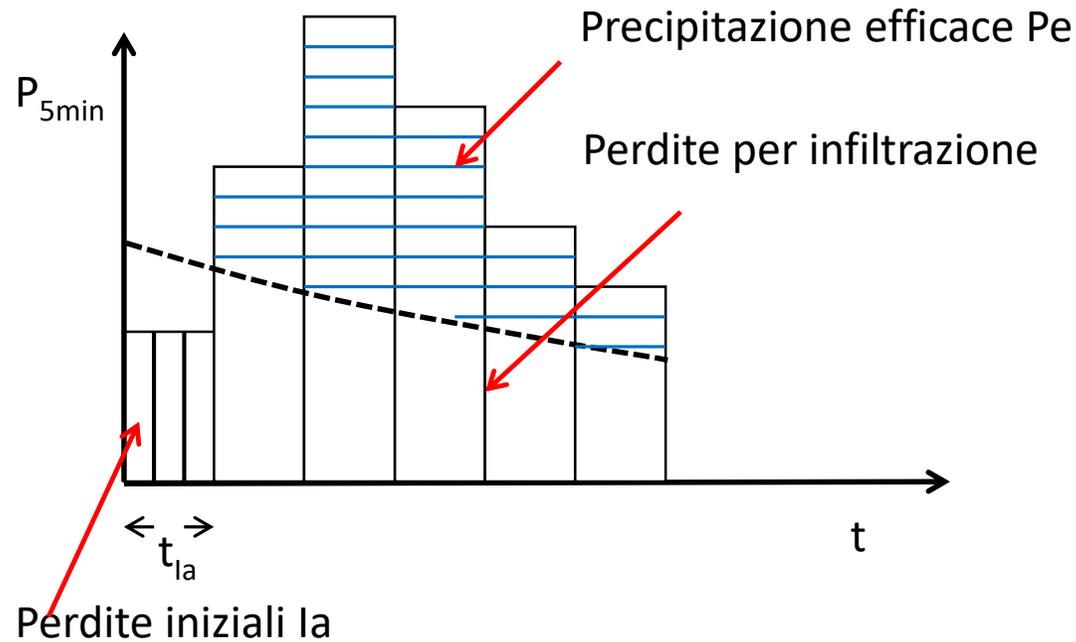
Le velocità di deflusso su versante sono assunte costanti



# Metodo SCS: schema



# Metodo SCS: descrizione



$$P_e(t) = \begin{cases} 0 & \text{per } t \leq t_{Ia} \\ \frac{P-Ia}{P-Ia+S} & \text{per } t > t_{Ia} \end{cases}$$

$$I_a = 0.2S$$

$$P_e(t) = f(P,S)$$

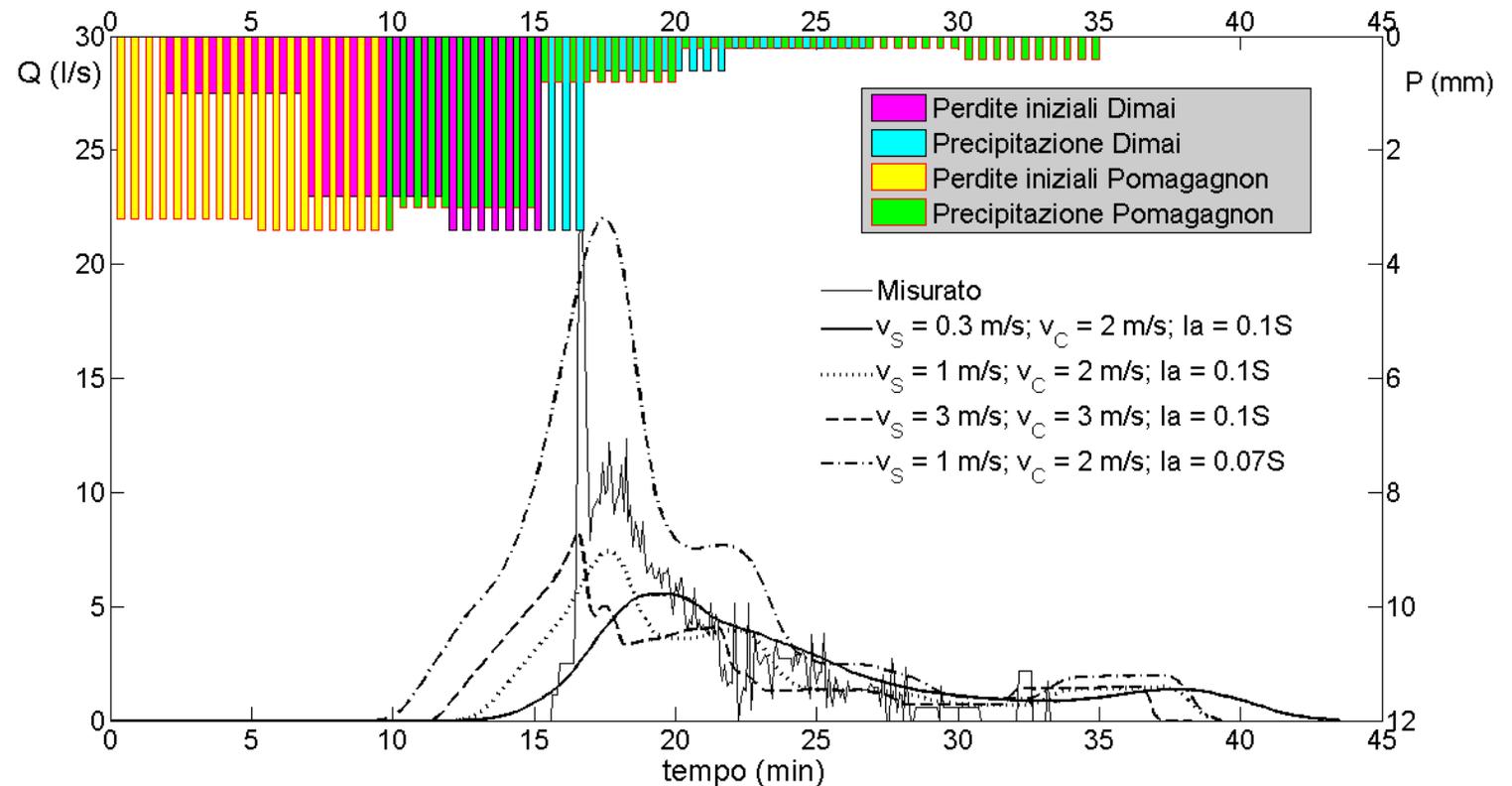
La precipitazione efficace dipende dalla precipitazione  $P$  e dal volume di saturazione del terreno per unità di area  $S$ . La prima è un dato di input, il secondo è un parametro del terreno che deve essere stimato. La sua stima avviene tramite un altro parametro chiamato Curve Number (CN).

$I_a$  = perdite iniziali date dalla parte di precipitazione intercettata dalla vegetazione, dal riempimento di depressioni topografiche e dall'imbibizione iniziale del terreno;  $P$  = precipitazione;  $S$  = volume di saturazione del terreno per unità di area.

# Metodo SCS: inconvenienti

In ambiente alpino od in ambiente montano, il metodo SCS non riesce a stimare il deflusso superficiale per eventi di precipitazione intensi. Esso permette sia perdite iniziali elevate ( $I_a$ ) che un'elevata infiltrazione per la prima parte della precipitazione. L'equazione che esprime  $Pe(t)$  in funzione di  $P$  e di  $S$  (ovvero del CN), è di derivazione empirica e non tiene conto di precipitazioni con intensità superiori alla capacità di filtrazione del terreno, per cui la precipitazione non riesce ad infiltrarsi completamente e la parte che non si infiltra diviene deflusso superficiale.

Questa insufficienza del metodo SCS, comporta valori minori e ritardati nel tempo del picco di portata rispetto a quelli reali nel caso di deflusso provocato da precipitazioni elevate.



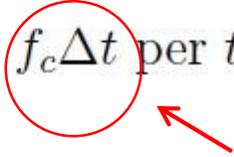
$V_c$  = velocità nel canale/reticolo;  $V_s$  = velocità di versante;  $I_a$  = perdite iniziali;  $Pe$  = precipitazione efficace

# Modifiche al metodo SCS

Il metodo SCS viene modificato accoppiandolo con un'equazione semplificata di Horton per il calcolo della precipitazione efficace e diminuendo il coefficiente che esprime  $I_a$  in funzione di  $S$ .

$$P_e(t) = \begin{cases} 0 & \text{per } t \leq t_{Ia} \\ \frac{P(t) - I_a}{P(t) - I_a + S} & \text{per } t > t_{Ia} \text{ e } I < f_c \\ P_e(t - \Delta t) + [P(t) - P(t - \Delta t)] - f_c \Delta t & \text{per } t > t_{Ia} \text{ e } I > f_c \end{cases}$$

$I_a = 0.1S$

 parte di precipitazione che si infiltra

$I$  = intensità di precipitazione;  $f_c$  = capacità di infiltrazione

## Modifiche al metodo SCS ed alla propagazione su reticolo - 2

Ulteriore modifica è l'utilizzo dell'equazione dell'onda diffusiva (Muskingum-Cunge) integrata secondo lo schema proposto da Orlandini e Rosso (1996) per la propagazione lungo il reticolo invece di utilizzare una velocità costante (onda cinematica).

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + c_k \frac{\partial Q}{\partial s} = D_h \frac{\partial^2 Q}{\partial s^2} + c_k q_L$$

$Q$  = portata

$t$  = tempo

$c_k$  = celerità onda cinematica

$s$  = coordinata spaziale

$D_h$  = diffusività idraulica

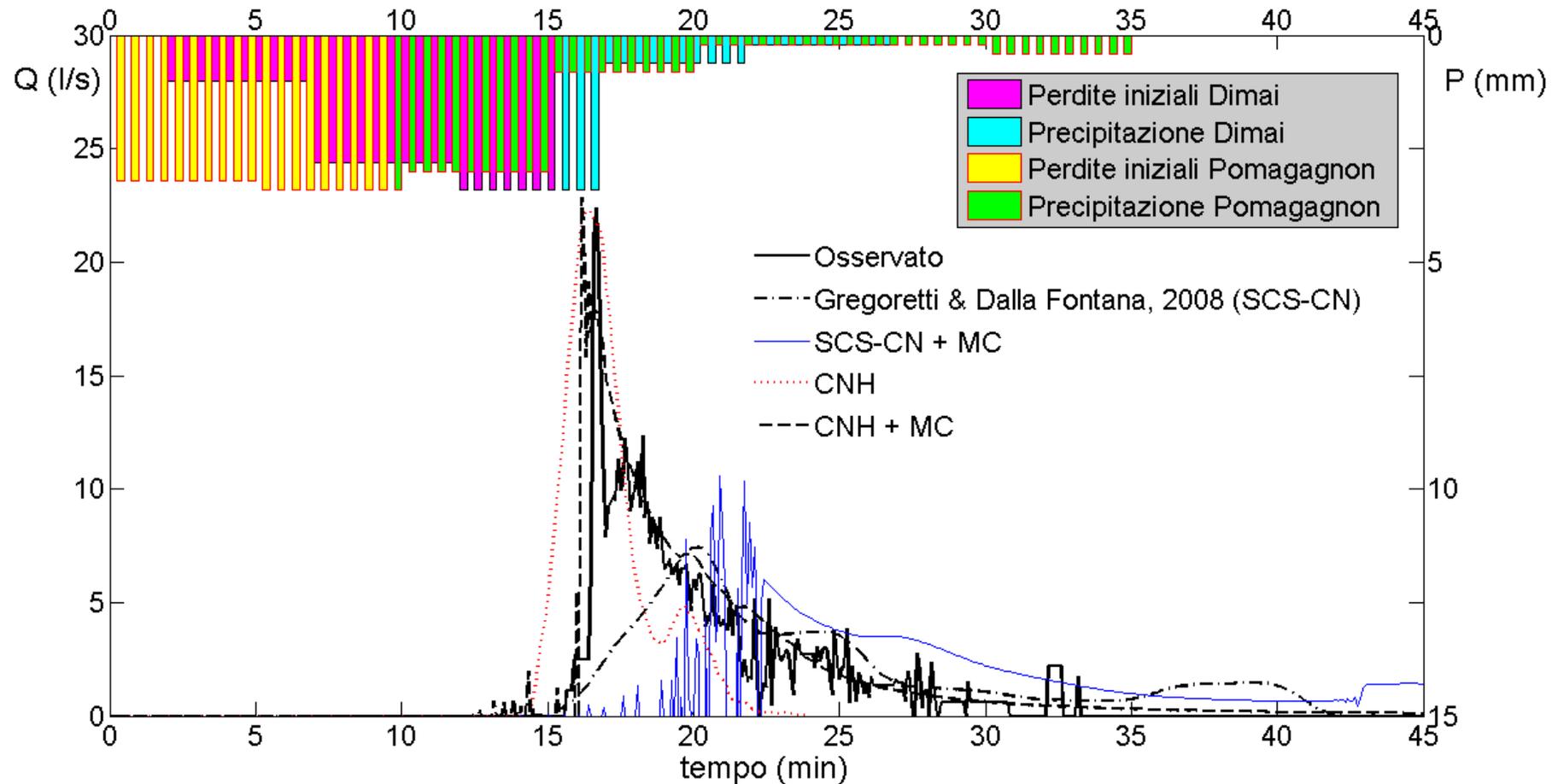
$q_L$  = afflusso laterale

—————→  $c_k = c_k(Q)$

—————→  $D_h$  trascurabile

# Verifica del modello tramite misure - 1

Confronto tra simulazioni e misure dell'evento di deflusso superficiale avvenuto il 19/8/2013



16

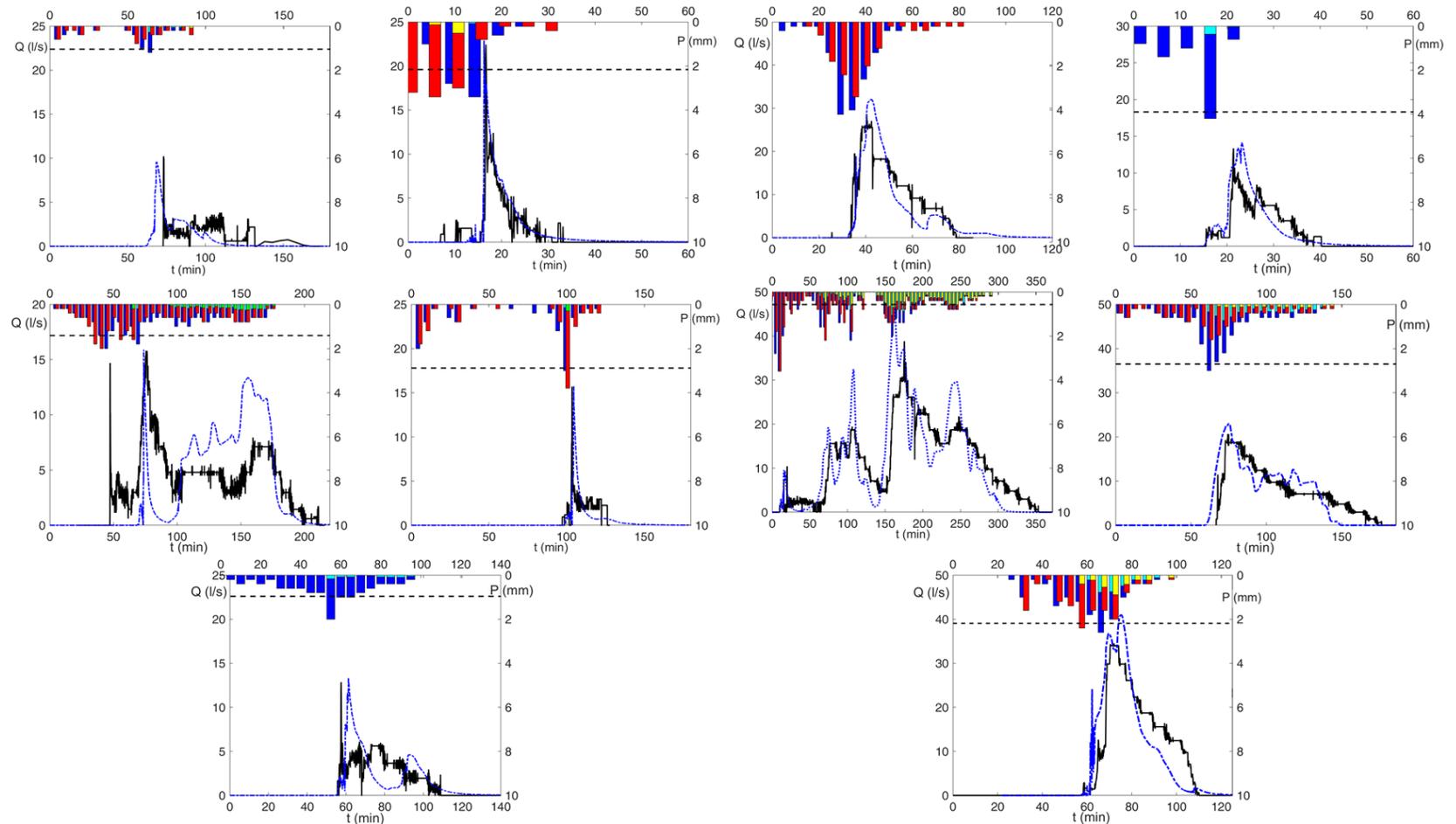
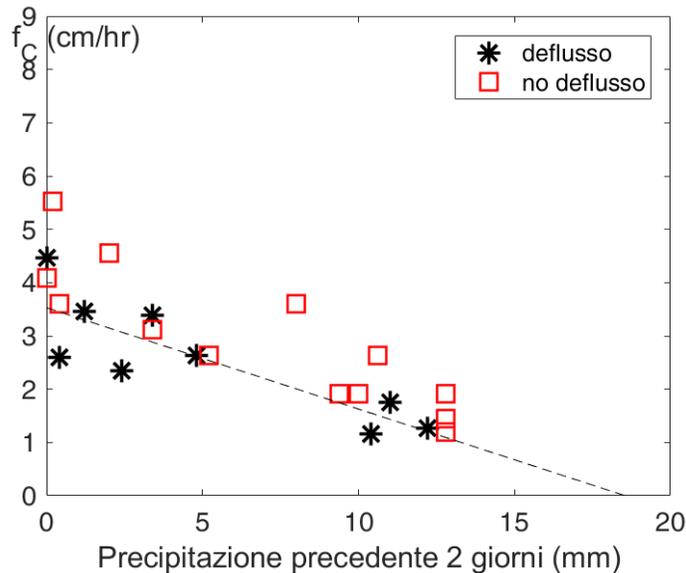
CNH = combinazione SCS-CN con Horton  
MC = propagazione secondo Muskingum-Cunge

# Verifica del modello tramite misure - 2

Confronto tra misure ed osservazioni di x eventi al Campanile Dimai (Fiames, Cortina d'Ampezzo, BL)

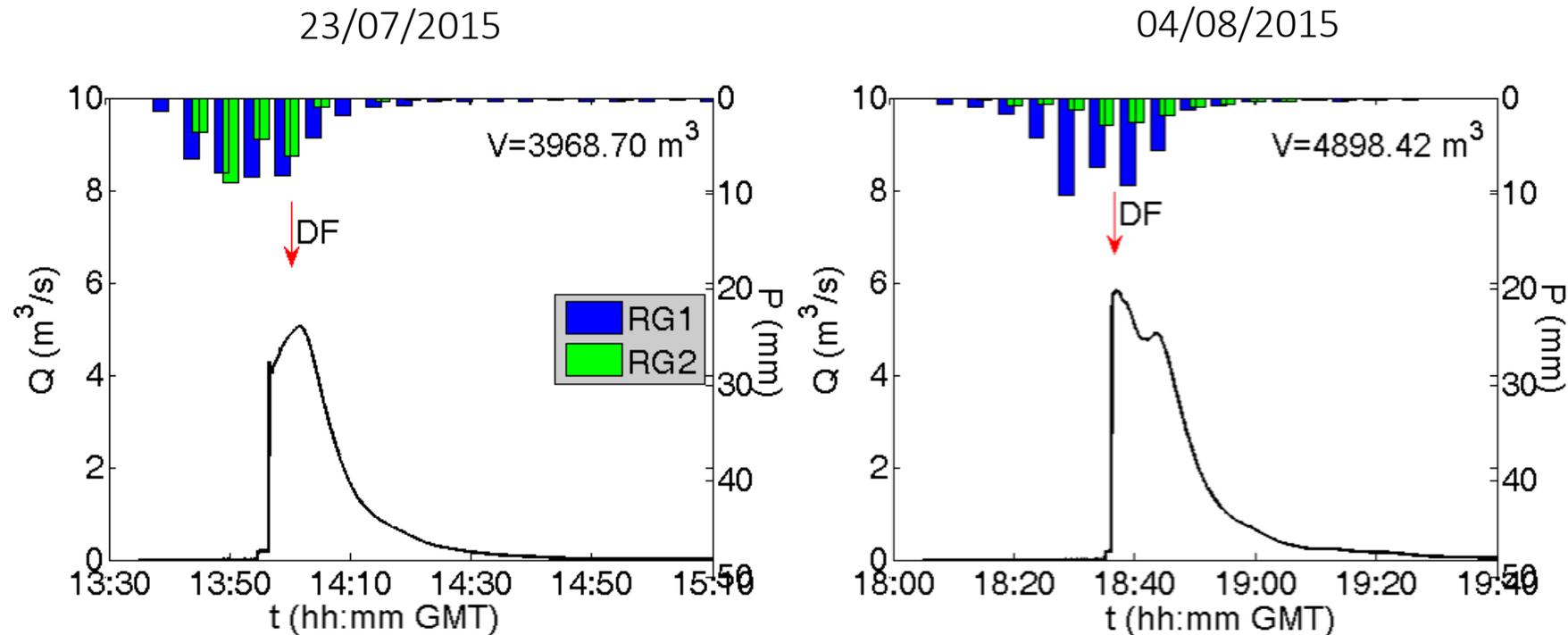
- **IMPORTANTE:** unico parametro variabile è la velocità di infiltrazione  $f_c$  che dipende dalla precipitazione dei due giorni precedent ed è determinate empiricamente sulla base di dati sperimentali

$$V_s = 0.7 \text{ m/s}$$
$$Ks = 9 \text{ m}^{1/3}/\text{s}$$
$$CN = 92$$



## Verifica del modello tramite misure - 3

La predittività del modello è verificata, seguendo Rengers et al. (2016) comparando il tempo del picco di deflusso simulato con il timing dell'innesco delle colate di Rovina di Cancia (23/7/2015 e 4/8/2015) con gli stessi valori dei parametri (eccetto la velocità d'infiltrazione che dipende dalla precipitazione precedente) utilizzati per riprodurre le osservazioni del Campanile Dimai (Fiames, Cortina d'Ampezzo, BL).



# Bibliografia

Coe, J.A., Kinner D.A., Godt, J.W., 2008. Initiation conditions for debris flows generated by runoff at Chalk Cliffs, central Colorado. *Geomorphology*, 96, 270-297.

Degetto, M., Gregoretti, C., and Bernard M. 2015. Comparative analysis of the differences between using LiDAR contour-based DEMs for hydrological modeling of runoff generating debris flows in the Dolomites. *Frontier in Earth Sciences*. 3:21

Gregoretti C. e Dalla Fontana G. 2008. The triggering of debris flow due to a channel-bed failure in some alpine headwater basins of the Dolomites: analyses of critical runoff. *Hydrological Process*, 22, 2248-2263.

Gregoretti C., Degetto M., Bernard M., Crucil, G., Pimazzoni A., De Vido G., Berti M., Simoni A. Lanzoni S. 2016. Runoff of small rocky headwater catchments: Field observations and hydrological modeling. *Water Resources Research*. 52(8).

Orlandini, S., & Rosso, R. (1996). Diffusion Wave Modeling of Distributed Catchment Dynamics. *Journal of Hydrologic Engineering*, 1(3), 103–113. doi:10.1061/(ASCE)1084-0699(1996)1:3(103).

Staley, D. M., Negri, J. A., Kean, J. W., Laber, J. L., Tillery, A. C., and Youberg, A. M. 2017. Prediction of spatially explicit rainfall intensity-duration thresholds for post-fire debris-flow generation in the western United States. *Geomorphology*, 278:149–162.