

## HYPERSTREAM: UN INNOVATIVO SCHEMA DI ROUTING PER LA MODELLAZIONE IDROLOGICA A GRANDE SCALA

Sebastiano Piccolroaz<sup>1</sup>, Michele Di Lazzaro<sup>2</sup>, A. Zarlenga<sup>2</sup>, B. Majone<sup>1</sup>, A. Bellin<sup>1</sup>, & A. Fiori<sup>2</sup>

(1) Dipartimento di Ingegneria Civile, Ambientale e Meccanica, Università degli Studi di Trento, via Mesiano 77, 38122, Trento; (2) Dipartimento di Ingegneria, Università Roma Tre, via Vito Volterra 62, 00146, Roma

### ASPETTI CHIAVE

- Viene presentato *HYPERStream*, un innovativo schema di routing caratterizzato da semplicità, scalabilità, parsimonia, efficienza computazionale e facilità di parallelizzazione
- *HYPERStream* garantisce l'invarianza della risposta idrologica della rete rispetto alla risoluzione della griglia utilizzata per fornire le variabili meteorologiche e simulare i processi di versante
- *HYPERStream* si presenta come uno schema particolarmente adatto per essere accoppiato con modelli climatici, e per effettuare studi nel contesto del cambiamento climatico e degli eventi estremi

### 1 PREMESSA

La crescente pressione sulle risorse idriche ha portato, negli ultimi anni, ad un' aumentata necessità di strumenti modellistici in grado di fornire informazioni il più possibile affidabili ed accurate sulla distribuzione spaziale e qualità di queste risorse (Archfield *et al.*, 2015). Tale necessità ha favorito lo sviluppo di modelli idrologici a grande scala (dalla scala regionale fino a quella globale), tra cui i più noti sono probabilmente: VIC – Liang *et al.*, 1994; H08 – Hanasaki *et al.*, 2008; PCR-GLOBWB – Van Beek *et al.*, 2011; LISFLOOD – van der Knijff *et al.*, 2011). Generalmente, questo tipo di modelli si basa su schemi concettuali semplificati, procedure empiriche di upscaling dei flussi idrologici alle varie scale spaziali (dal versante, al bacino, fino all'unità regionale) e su una risoluzione spaziale che è spesso troppo grossolana per riprodurre la dispersione geomorfologica del reticolo idrografico (Rinaldo *et al.*, 1991) e quindi simulare con sufficiente dettaglio la propagazione dei deflussi (routing). Infatti, la maggior parte di questi modelli condivide la stessa griglia computazionale dei modelli climatici o di previsione meteorologica utilizzati per fornire la forzante esterna (precipitazione, temperatura dell'aria ecc), i quali si basano su celle di calcolo con dimensione tipicamente variabile da 0.1° (circa 11 km) a 0.5° (circa 55 km). Se da un lato questo approccio risulta adeguato per la stima dei flussi verticali, dall'altro l'aggregazione (e quindi conseguente degradazione) dell'informazione geomorfologica su celle di questa dimensione compromette significativamente l'adeguata simulazione della propagazione dei flussi orizzontali. Alla luce di queste considerazioni, una delle priorità nel campo della modellazione idrologica di grande scala è la messa a punto di schemi di routing innovativi, in grado di produrre risultati con un sufficiente livello di dettaglio senza dover ricorrere necessariamente a modelli idrologici di iper-risoluzione e quindi mantenendo un costo computazionale accettabile (Clark *et al.*, 2015).

Con questo contributo, vogliamo cogliere questa importante sfida scientifica proponendo uno schema di routing implicitamente scalabile, costruito utilizzando la teoria dell'idrogramma unitario istantaneo basato sulla funzione di ampiezza (WFIUH, e.g., Rodriguez-Iturbe & Rinaldo, 1997). Per definizione, lo schema proposto (denominato *HYPERStream*, Piccolroaz *et al.*, 2015) preserva la dispersione geomorfologica del reticolo idrografico, garantendo la sua invarianza rispetto alla risoluzione delle celle computazionali utilizzate per simulare i processi di infiltrazione e generazione del deflusso superficiale. Lo schema proposto risulta essere particolarmente parsimonioso in termini di numero di parametri, altamente efficiente da un punto di vista computazionale, e facilmente parallelizzabile, garantendo la sua possibile applicazione a domini estesi, su orizzonti temporali lunghi, e con intervalli di integrazione ridotti.

### 2 FORMULAZIONE DEL MODELLO

Il modello concettuale su cui si basa *HYPERStream* è rappresentato in Figura 1. Il dominio in analisi  $A$ , che può essere di qualsiasi dimensione e contenere anche più reti idrografiche indipendenti, è suddiviso in

$N$  macrocelle, ciascuna caratterizzata da un'area contribuyente  $A^{(i)}$ , tale che  $\sum_{i=1}^N A^{(i)} = A$ . In generale, l'area  $A^{(i)}$  non necessariamente coincide con l'area della macrocella, come per esempio avviene nelle macrocelle al bordo, che possono interessare bacini idrografici limitrofi. Le macrocelle non presentano alcuna limitazione per quanto riguarda forma e dimensione, rendendo possibile, in questo modo, l'accoppiamento diretto con modelli climatici o di previsione meteorologica che forniscono le forzanti meteorologiche in input al modello idrologico. Nel caso sintetico di Figura 1, le macrocelle sono quadrate e ciascuna contiene 25 celle DEM.

L'individuazione della rete di drenaggio e delle aree di versante del bacino idrografico in analisi sono dedotte a partire dal DEM, la cui risoluzione spaziale deve essere sufficientemente elevata da permettere l'adeguata rappresentazione della sua struttura geomorfologica. Ciascuna cella DEM appartenente alla rete rappresenta un punto di transizione tra versante e canale, che in Figura 1 è rappresentato attraverso un rombo colorato. Data la totale arbitrarietà con cui il dominio viene suddiviso in macrocelle (la discretizzazione non utilizza alcuna informazione di tipo topografico), generalmente un versante può essere condiviso tra due o più macrocelle adiacenti, come è il caso dell'area marrone condivisa tra le macrocelle  $i=1$  e  $i=2$  in Figura 1.

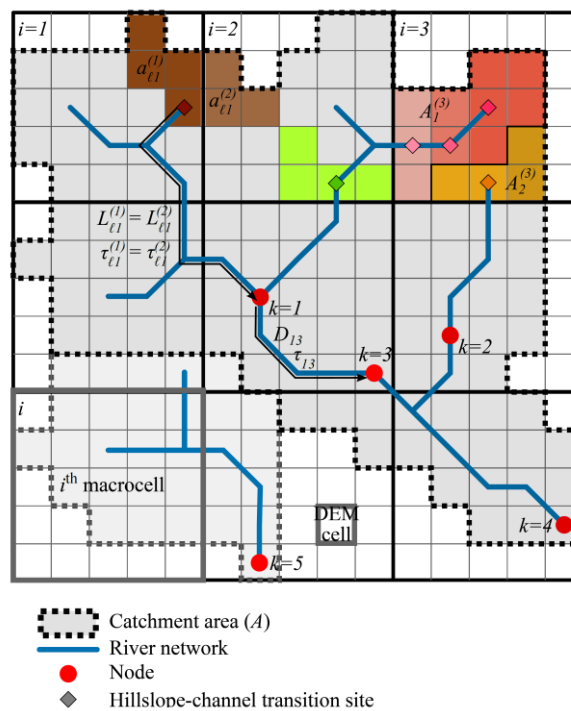


Figura 1. Schema concettuale di HYPERStream (riprodotto da Piccolroaz et al., 2015).

Lungo la rete idrografica, vengono individuati  $N_k$  nodi, rappresentanti le sezioni in cui verrà simulata la portata. I nodi coincidono con le sezioni per le quali sono disponibili misure di portata (necessarie per la calibrazione del modello), ma il loro posizionamento può anche rispondere ad esigenze pratiche: possono essere posizionati in corrispondenza di opere di difesa idraulica per verificarne l'efficienza all'occorrenza di eventi di piena, o in corrispondenza di aree sensibili per valutare la necessità di realizzare opere di protezione. Ciascun nodo può essere alimentato da più macrocelle, e viceversa. Per esempio, in Figura 1 la macrocella  $i=3$  contribuisce ai nodi  $k=1$  e  $k=2$ . Può anche accadere che una stessa macrocella contribuisca allo stesso nodo attraverso percorsi differenti, come è il caso della macrocella  $i=2$  che contribuisce al nodo  $k=1$  attraverso il versante di colore marrone e attraverso quello di colore verde.

Con  $A_k^{(i)}$  viene indicata l'area della macrocella  $i$  contribuyente al nodo  $k$ , tale per cui  $\sum_{i=1}^{N_k} A_k^{(i)} = A^{(i)}$ . Il deflusso superficiale prodotto da ciascuna macrocella alla scala di versante può essere simulato con modelli

di qualsiasi livello di complessità, la cui scelta è a totale discrezione dell'utilizzatore finale. Indipendentemente dal modello scelto, viene indicato con  $\eta_{\ell k}^{(i)} [L/T]$  il deflusso specifico per unità di area prodotto dal versante  $\ell$  di area  $a_{\ell k}^{(i)} [L^2]$ , che appartiene alla macrocella  $i$  e contribuisce al primo nodo immediatamente a valle  $k$ . Coerentemente con lo schema adottato, il deflusso prodotto dal versante entra in rete in corrispondenza del punto di transizione tra versante e canale, ed è successivamente propagato lungo la rete idrografica. Il contributo in termini di portata generato dal versante  $\ell$  appartenente alla macrocella  $i$  verso il nodo  $k$  può quindi essere scritto come segue:

$$q_{\ell k}^{(i)}(t) = A_k^{(i)} \tilde{a}_{\ell k}^{(i)} \int_0^t \eta_{\ell k}^{(i)}(t - \tau) \delta[t - \tau_{\ell k}^{(i)}] d\tau = A_k^{(i)} \tilde{a}_{\ell k}^{(i)} \eta_{\ell k}^{(i)}(t - \tau_{\ell k}^{(i)}) \quad (1)$$

dove  $\tilde{a}_{\ell k}^{(i)} = a_{\ell k}^{(i)} / A_k^{(i)} [-]$  è l'area di versante adimensionale,  $\delta [1/T]$  è la funzione delta di Dirac,  $\tau_{\ell k}^{(i)} [T]$  è il tempo di percorrenza dal punto di transizione versante-canale del versante  $\ell$  al nodo  $k$ , e  $t [T]$  è il tempo. Ipotizzando una velocità di propagazione in canale  $V_c [L/T]$  costante (ipotesi cruciale per garantire la linearità dello schema, e consistente con l'approccio WFIUH), il tempo di percorrenza è definito come  $\tau_{\ell k}^{(i)} = L_{\ell k}^{(i)} / V_c$ , dove  $L_{\ell k}^{(i)} [L]$  è la distanza, misurata lungo la rete idrografica, dal punto di transizione versante-canale dal versante  $\ell$  fino al primo nodo di valle  $k$ .

La portata  $q_k^{(i)} [L^3/T]$  generata dalla macrocella  $i$  e contribuyente al nodo  $k$  è quindi ottenuta sommando i contributi di tutti i versanti della macrocella che drenano verso il nodo. Ipotizzando che il deflusso superficiale  $\eta_{\ell k}^{(i)}$  sia costante sulla macrocella  $i$  ( $\eta_{\ell k}^{(i)} = \eta^{(i)}$ ),  $q_k^{(i)}$  si può calcolare come:

$$q_k^{(i)}(t) = A_k^{(i)} \int_0^t \eta^{(i)}(t - \tau) f_k^{(i)}(\tau) d\tau = A_k^{(i)} (\eta^{(i)} * f_k^{(i)})(t) \quad (2)$$

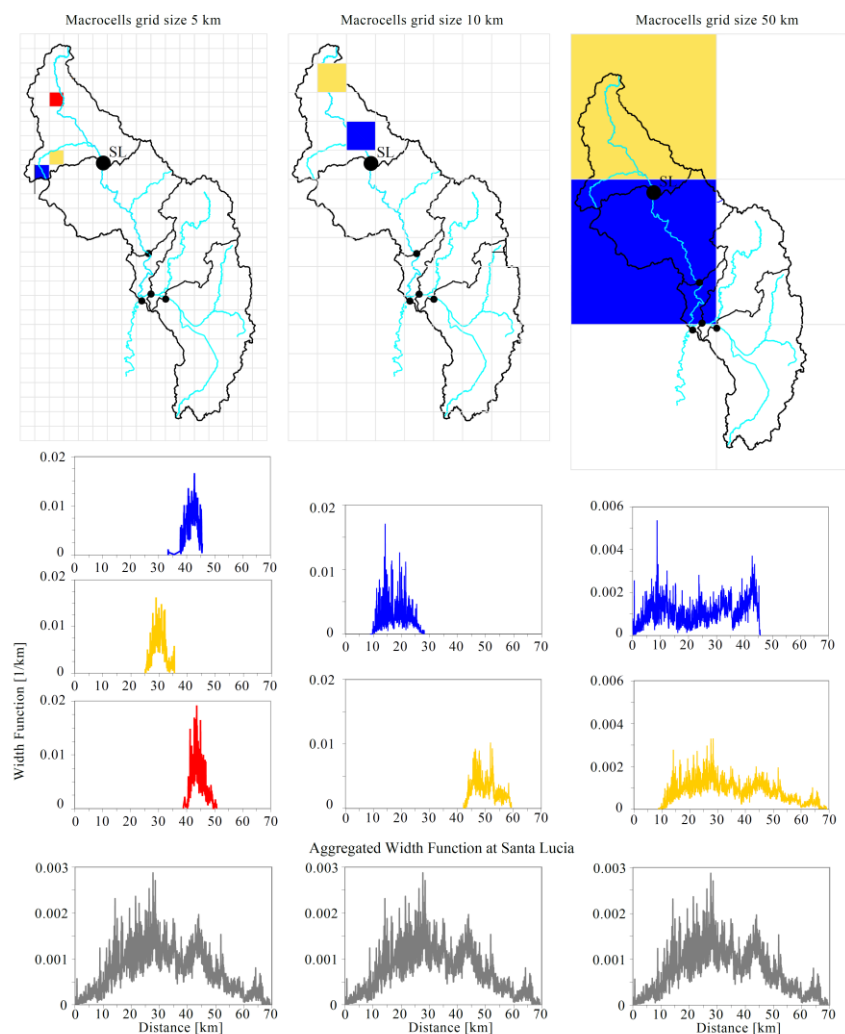
dove  $f_k^{(i)}(\tau) = \sum_{\ell} \tilde{a}_{\ell k}^{(i)} \delta[\tau - L_{\ell k}^{(i)} / V_c]$  è la distribuzione di probabilità dei tempi di percorrenza  $\tau_{\ell k}^{(i)}$  pesati sulla base dell'area di versante adimensionale  $\tilde{a}_{\ell k}^{(i)}$  e il simbolo  $*$  indica l'operazione di convoluzione. La portata complessiva al nodo  $k$  è quindi calcolata come somma tra il contributo diretto di ciascuna macrocella al nodo e il contributo proveniente dai nodi a monte di questo (trasferiti lungo la rete con velocità costante).

### 3 APPLICAZIONE PRATICA E CONCLUSIONI

Di seguito, viene sinteticamente presentato un esempio di costruzione delle WFIUH utilizzate in HYPERStream con riferimento al bacino idrografico dell'Altro Tevere (superficie pari a circa 4000 km<sup>2</sup>), con il fine di mostrare come lo schema proposto garantisca, per costruzione intrinseca, l'invarianza della risposta idrologica della rete di drenaggio rispetto alla dimensione della griglia di calcolo utilizzata per fornire le forzanti esterne e per calcolare i processi di infiltrazione e generazione del deflusso superficiale. Per l'analisi è stato utilizzato un DEM con risoluzione pari a 20 m e il dominio è stato discretizzato utilizzando griglie regolari a celle quadrate di lato pari a 5, 10 e 50 km. Per ciascuna griglia considerata, sono state valutate le funzioni di ampiezza associate a ciascuna coppia macrocella-nodo, definite sulla base delle distribuzioni di frequenza dei percorsi di drenaggio. Un esempio di funzioni di ampiezza riferite al nodo più a monte (Santa Lucia) e ottenute per le varie risoluzioni spaziali è presentato in Figura 2. Da questa figura è possibile apprezzare come all'aumentare della dimensione della griglia di calcolo non avvenga una degradazione delle funzioni di ampiezza globali riferite al nodo (curve grigie nelle figure in basso), che al contrario rimangono immutate nei tre casi considerati. L'invarianza della dispersione morfologica del bacino è implicita alla formulazione del modello, in cui la risposta geomorfologica della rete di drenaggio è derivata direttamente dalle informazioni contenute nel DEM.

La semplicità dello schema proposto, la parsimonia nel numero di parametri e la sua versatilità nella possibilità di utilizzare qualsiasi modello di generazione del deflusso superficiale, rendono HYPERStream uno strumento particolarmente adatto ad essere accoppiato a modelli climatici per possibili applicazioni a

contesti di cambiamento climatico o per la modellazione di eventi estremi, laddove l'accurata simulazione dei processi di routing è cruciale per ottenere risultati il più possibile affidabili ed accurati.



**Figura 1.** Funzioni di ampiezza riferite al nodo di Santa Lucia (SL) considerando macrocelle di dimensione pari a 5, 10 e 50 km (riprodotto da Piccolroaz et al., 2015).

## RIFERIMENTI BIBLIOGRAFICI

- Archfield, S.A., Clark, M., Arheimer, B., Hay, L.E., McMillan, H., Kiang, J.E., Seibert, J., Hakala, K., Bock, A., Wagener, T., Farmer, W.H., Andréassian, V., Attinger, S., Viglione, A., Knight, R., Markstrom, S. & Over, T., Accelerating advances in continental domain hydrologic modeling, *Water Resources Research*, 2015, 51(12), 10078-10091.
- Hanasaki, N., Kanae, S., Oki, T., Masuda, K., Motoya, K., Shirakawa, N., Shen, Y. & Tanaka, K. An integrated model for the assessment of global water resources - Part 1: Model description and input meteorological forcing, *Hydrology and Earth System Sciences*, 2008, 12(4), 1007-1025.
- Liang, X., Lettenmaier, D.P., Wood, E.F. & Burges, S.J., A simple hydrologically based model of land surface water and energy fluxes for general circulation models, *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 1994, 99(D7), 14415-14428.
- Piccolroaz, S., Di Lazzaro, M., Zarlenga, A., Majone, B., Bellin, A. & Fiori, A. HydroSCAPE: A multi-scale framework for streamflow routing in large-scale hydrological models, *Hydrology and Earth System Sciences Discussion*, 2015, 12, 9055-9090.
- Rinaldo, A., Marani, A. & Rigon, R., *Geomorphological dispersion*, *Water Resources Research*, 1991, 27(4), 513-525.
- Rodriguez-Iturbe, I. & Rinaldo, A., *Fractal river basins: Chance and self-organization*, Cambridge University Press, Cambridge, UK, 1997.
- Van Beek, L.P.H., Wada, Y. & Bierkens, M.F.P., Global monthly water stress: 1. Water balance and water availability, *Water Resources Research*, 2011, 47(7), W07517 1-25.
- van der Knijff, J.M., Younis, J. & de Roo, A.P.J., LISFLOOD: A GIS-based distributed model for river basin scale water balance and flood simulation, *International Journal of Geographical Information Science*, 2010, 24(2), 189-212.