

RISULTATI DELLE INDAGINI SPERIMENTALI CONDOTTE SUL BACINO “FIUMARELLA DI CORLETO”

M. Fiorentino, S. Manfreda, M.R. Margiotta, B. Onorati

Università degli Studi della Basilicata

SOMMARIO

Nella presente memoria vengono riportati alcuni dei risultati ottenuti dall'analisi dei dati idrologici monitorati all'interno del bacino sperimentale della *Fiumarella di Corleto*. Tale bacino è dotato di una strumentazione di campo che garantisce il monitoraggio in continuo di tutte le principali grandezze idrologiche: forzanti atmosferiche, deflussi ed umidità del suolo. I dati di umidità del suolo, rilevati su di un transetto monitorato mediante 22 sonde TDR a diversa profondità, insieme ai dati di portata rappresentano un prezioso supporto per lo studio dei meccanismi di formazione del deflusso superficiale. Inoltre, il bacino è dotato di misuratori di portata in due sezioni, una relativa all'intero bacino della *Fiumarella di Corleto* (32.5 km^2) e l'altra riferita ad un sottobacino individuato sul versante destro della stessa *Fiumarella* (0.65 km^2). La possibilità di misurazione alle due scale di riferimento (bacino e sottobacino) ha consentito di ottenere interessanti evidenze sperimentali sui meccanismi di produzione del ruscellamento superficiale, mettendo in risalto il ruolo giocato dalla vegetazione e dalle dimensioni caratteristiche dei bacini.

1. Area di studio, sistema di monitoraggio, e misure idrologiche

Il monitoraggio in continuo del bacino sperimentale della *Fiumarella di Corleto*, a partire dal mese di settembre 2002, ha permesso la raccolta di una serie relativamente lunga di dati idrologici che consentono di caratterizzare in modo dettagliato il comportamento del bacino idrografico. Il torrente *Fiumarella di Corleto* è un affluente del fiume *Sauro*, a sua volta tributario del fiume *Agri*, uno dei principali corsi d'acqua della regione Basilicata. L'area oggetto di studio drena un'area di circa 32km² caratterizzata da un clima sub-umido con precipitazione media annua pari a 720 mm ed ha una quota media di 1050 m s.l.m..

L'intensa attività di monitoraggio è stata fortemente motivata dagli studi precedentemente svolti per caratterizzare la pedologia dell'intero bacino, sintetizzata nella redazione di una carta suolo-paesaggio (Fig. 1A) elaborata da *Santini et al.* (1999). Infatti, sono stati individuati due versanti con caratteristiche geomorfologiche e di uso del suolo piuttosto diverse: il versante in sinistra idraulica è costituito da suoli ad uso agricolo, mentre quello in destra idraulica è ricoperto da vegetazione di tipo prevalentemente boschivo (Fig. 1B).

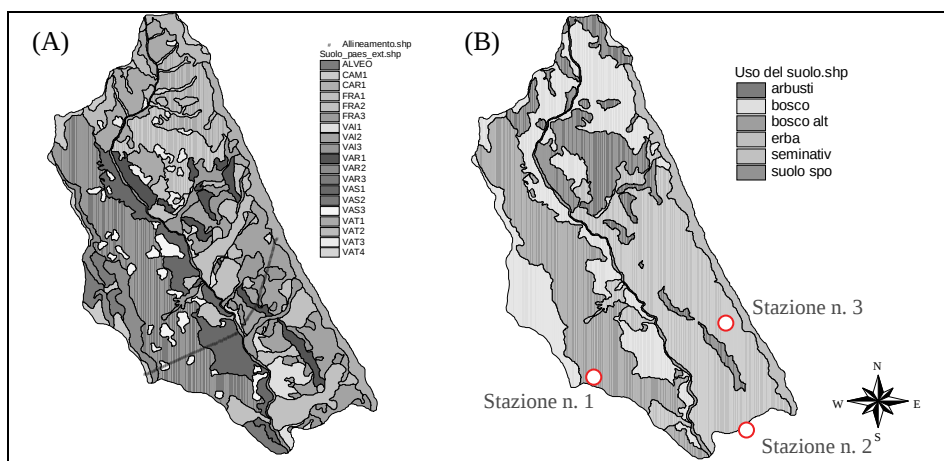


Fig. 1 – (A) Bacino sperimentale della *Fiumarella di Corleto* rappresentato attraverso la carta suolo-paesaggio e (B) di uso del suolo con indicazione delle stazioni di misura.

Proprio per rilevare le differenze di comportamento idrologico dei due versanti, la strumentazione di misura è distribuita sui due versanti opposti e consiste in una stazione meteo completa sul versante destro (stazione n. 1) e in una stazione pluviometrica su quello sinistro (stazione n. 3), oltre ad un pluviometro ed un idrometro ad ultrasuoni in corrispondenza della sezione di chiusura (stazione n. 2). L'acquisizione dei dati avviene in tempo reale ed in continuo attraverso un sistema GSM.

Da qualche anno, inoltre, viene condotta una campagna di misure idrologiche di dettaglio per lo studio del comportamento di un sottobacino di dimensioni pari a 0.65 km^2 (Fig. 2). La scelta del sottobacino è legata alla esigenza di individuazione di un'area omogenea sia dal punto di vista della copertura, sia dal punto di vista delle caratteristiche del suolo, in quanto vi ricadono cinque unità di suolo distinte di cui solo due prevalenti (Fig. 2B).

Le misure idrologiche, per il sottobacino, riguardano l'acquisizione di dati inerenti la distribuzione spazio-temporale dell'umidità del suolo e le portate. Le restanti grandezze idrologiche di riferimento (precipitazione, temperatura, umidità dell'aria, ecc.) sono registrate presso la stazione meteo-idrologica n. 1 (si veda Fig. 2B).

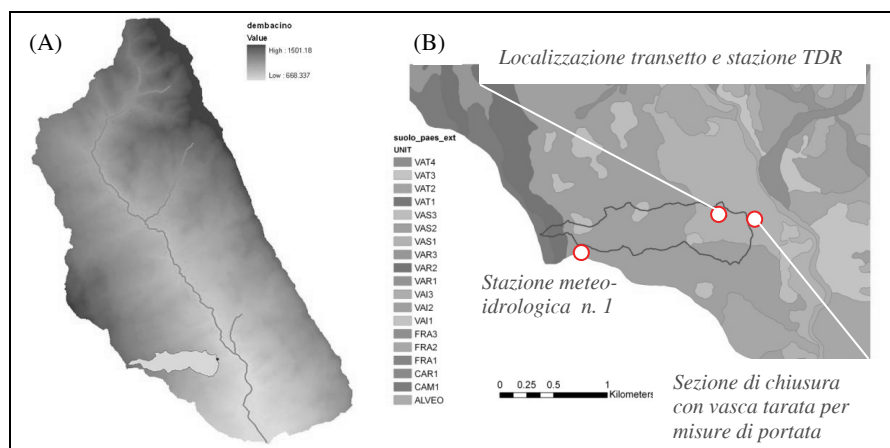


Fig. 2 – (A) Localizzazione dell'area di studio all'interno del bacino sperimentale della Fiumarella di Corleto descritta attraverso il DEM ad alta risoluzione ($1\text{m} \times 1\text{m}$); (B) descrizione delle unità suolo-paesaggio del sottobacino con indicazione delle stazioni di misura.

Per monitorare lo stato di imbibizione del suolo lungo un transetto di circa 60m interno all'area di studio è stata utilizzata la tecnica TDR. L'apparato strumentale è composto da un sistema TDR100 connesso, attraverso tre multiplexers (SDMX50), a 22 sonde collocate in corrispondenza di 11 punti di campionamento a due differenti profondità di 0.30 e 0.60 m. La differente collocazione a cui sono sistemate le sonde permette di misurare l'umidità rispettivamente superficiale e profonda. Maggiori dettagli sull'apparato strumentale e sull'area di studio sono riportati in Fiorentino et al. (2006), Onorati et al. (2007) e Manfreda et al. (2008). Inoltre, per ottenere un maggior dettaglio riguardo alle caratteristiche dei suoli investigati sono state definite le caratteristiche fisiche ed idrauliche utilizzando 22 campioni di suolo indisturbati, prelevati in corrispondenza di ognuno dei punti di misura dell'umidità del suolo. Le analisi granulo-

metriche effettuate in laboratorio hanno consentito di individuare le caratteristiche tessiturali del suolo. Queste presentano una certa eterogeneità con tessiture variabili da franco a franco-limoso-argilloso. I valori medi, insieme al range di variazione delle principali caratteristiche fisiche ed idrauliche del suolo, sono riportate in Tabella 1. In Figura 3 viene rappresentato, schematicamente, il transetto lungo il quale sono disposte le sonde e le caratteristiche del suolo in cui esse ricadono.

Profondità	Tessitura (valori medi e range)			Densità apparente γ_{dry}	Capacità di campo θ_c
[m]	[%] Argilla	[%] Sabbia	[%] Limo	[kg/m ³]	[%]
0.30	23.8 (6.9÷32.5)	26.3 (18.3÷41.3)	49.9 (33.7÷62.0)	1200.0	34.85 (28.1÷39.8)
0.60	25.1 (10.7÷36.1)	27.9 (18.4÷37.9)	47.0 (35.0÷61.0)	1400.0	34.91 (32.7÷38.2)

Tab. 1 – Principali caratteristiche del suolo lungo il transetto investigato alle due profondità di campionamento

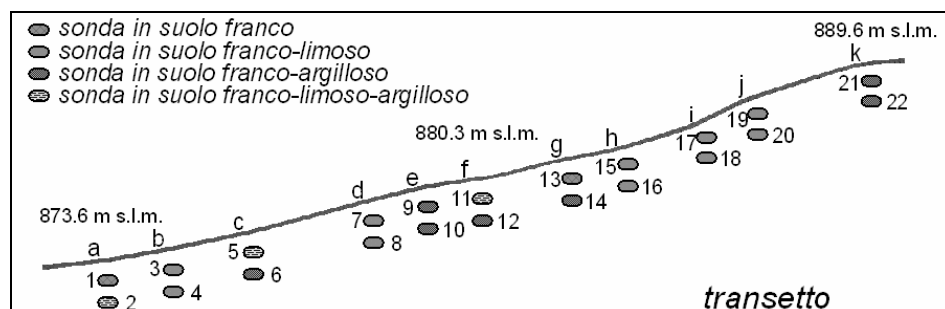


Fig. 3 – Rappresentazione schematica del transetto con indicazione delle sonde collocate a due differenti profondità, loro identificazione numerica e classi di suolo rilevate

Le portate del sottobacino, infine, vengono misurate in corrispondenza di un tombino stradale, sotto il quale è stata posizionata una vasca dotata di uno stramazzone triangolare dove sono effettuate le misure di portate in continuo mediante una sonda di livello.

2. Distribuzione dell'umidità del suolo lungo il transetto monitorato

Alcune considerazioni in merito alla distribuzione dell'umidità del suolo lungo il transetto monitorato possono farsi incrociando i dati registrati nella zona medio-alta ed alta del versante, con maggiore pendenza, con quelli registrati nella parte terminale, più pianeggiante.

2.1 Scala annuale

In figura 4 i valori registrati alle sonde 15 e 16 sono messi a confronto con quelli misurati nella porzione di valle del transetto in corrispondenza delle sonde 3 e 4. Dette sonde ricadono in zone con le stesse caratteristiche tessiturali (suolo franco-limoso). In entrambi i grafici si può osservare come, per condizioni di suolo secco i punti assumono un andamento prossimo alla bisettrice, discostandosi da essa con l'incremento del contenuto di umidità al di sopra di una certa soglia. Da questa fase in poi, nel primo caso (Fig. 4A), l'andamento riscontrato può essere legato ad un flusso laterale sub-superficiale dalla zona medio-alta del transetto verso la zona bassa, più pianeggiante, il cui strato superficiale di suolo risulta a sua volta interessato da un rapido drenaggio verso gli strati più profondi. Tale meccanismo è confermato anche dall'andamento dei valori di umidità nello strato più profondo di suolo (Fig. 4B), dove si evince una persistente condizione di saturazione nella parte di valle del transetto (sonda 4) che mostra valori di umidità frequentemente superiori a quelli relativi alla zona medio-alta.

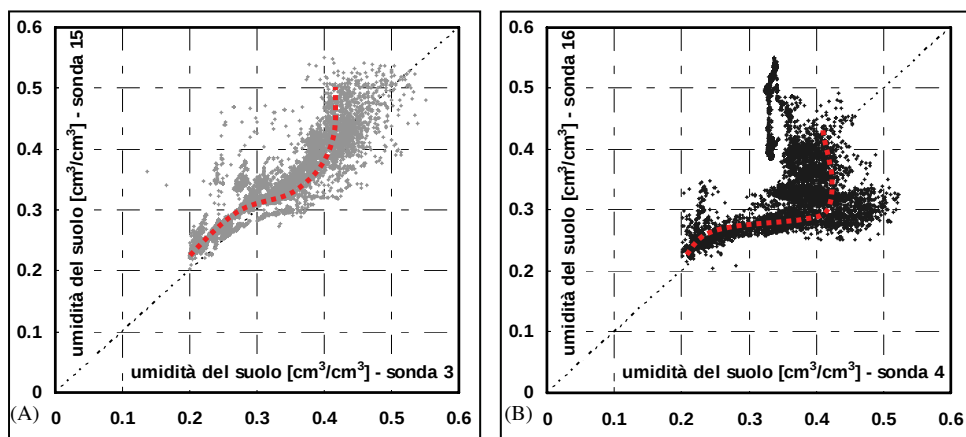


Fig. 4 – Relazione fra i valori di umidità del suolo registrati nella zona medio-alta del versante (sonde 15 e 16) con quelli registrati nella zona bassa (sonde 3 e 4): (A) sonde a 0.30 m di profondità, (B) sonde a 0.60 m di profondità

Poiché per valori bassi di umidità, e fino a valori prossimi a $0.35 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$, i dati risultano allineati lungo la bisettrice, il contenuto d'acqua nello strato superficiale di suolo cresce o decresce analogamente sia nella parte medio-alta che in quella bassa del versante. Ciò può essere attribuito al fatto che, fino a valori prossimi alla capacità di campo ricavata per questo sito, i percorsi dell'acqua nel suolo non sono governati da scambi laterali. Superata tale soglia, cominciano a diventare rilevanti gli effetti dovuti agli scambi laterali con incrementi più rapidi di umidità nelle porzioni di bacino caratterizzati da una convergenza topografica. Infat-

ti, per valori di umidità più elevati l'andamento dei dati evidenzia una rapida saturazione degli strati superficiali della zona bassa del transetto rispetto a quelli della zona medio-alta. Il comportamento del contenuto di umidità del suolo nello strato più profondo tende a crescere più rapidamente nella zona bassa rispetto a quanto accade nello strato più superficiale. Infatti, la funzione di figura 4B mostra un cambio di pendenza per valori a partire da 0.25-0.28 $[\text{cm}^3/\text{cm}^3]$.

I comportamenti descritti valgono anche per gli andamenti dei valori di umidità del suolo registrati nella zona alta del versante (sonde 21 e 22) in funzione di quelli registrati nella zona bassa (sonde 1 e 2), così come evidenziato nei grafici riportati in figura 5A e B.

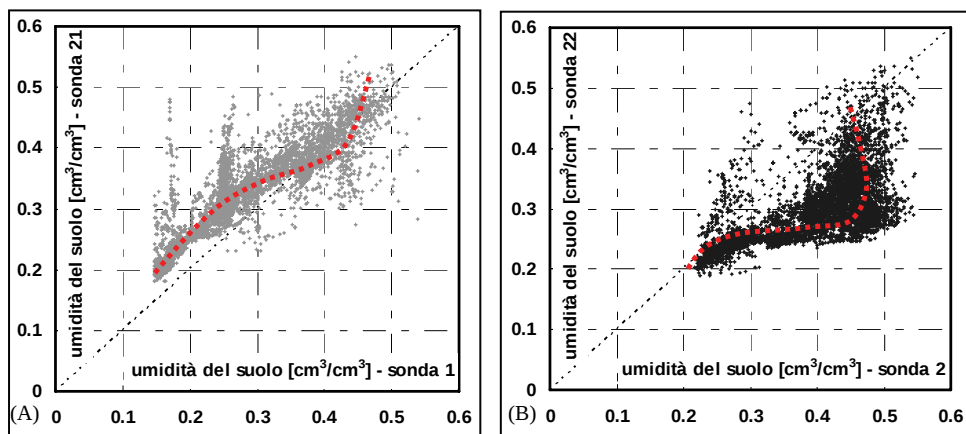


Fig. 5 – Relazione fra i valori di umidità del suolo registrati nella zona alta del versante (sonde 21 e 22) con quelli registrati nella zona bassa (sonde 1 e 2): (A) sonde a 0.30 m di profondità, (B) sonde a 0.60 m di profondità

In definitiva i comportamenti evidenziati dalle differenti velocità di drenaggio sono da attribuirsi ad un processo di redistribuzione dell'umidità. Tale redistribuzione avrebbe luogo per valori del contenuto di umidità compresi nel range di variabilità dei valori stimati della capacità di campo per il terreno considerato, cioè da 0.28 a 0.39 $[\text{cm}^3/\text{cm}^3]$, per le sonde collocate a 0.30 m di profondità; mentre mostra scostamenti più marcati nelle sonde collocate a 0.60 m di profondità. Tali scostamenti potrebbero essere legati alla presenza di movimenti sub-orizzontali dell'acqua condizionati dalla stratificazione dei suoli e dalla loro pendenza locale, e favoriti dalle macroporosità che consentono la redistribuzione dell'acqua anche per valori di umidità inferiori alla capacità di campo.

2.2 Scala d'evento

Risulta ovvio che alcune considerazioni circa i processi di redistribuzione lungo il versante potrebbero sembrare non giustificabili sulla base

dell'analisi dei soli dati di contenuto d'acqua, ma i meccanismi osservati su larga scala temporale (un anno di osservazioni) sembrano essere confermati da analoghi andamenti alla scala dei singoli eventi di piena.

In particolare, prendiamo in considerazione uno fra gli eventi più rappresentativi registrati durante il periodo di riferimento: l'evento del 29 marzo 2007. In figura 6 si riporta l'idrogramma di piena con l'individuazione di alcuni punti singolari, quali: l'istante precedente la pioggia, di inizio del deflusso, del colmo, di fine curva di esaurimento, congiuntamente all'andamento delle piogge registrate al pluviometro posizionato nelle immediate vicinanze del sottobacino (stazione meteo-idrologica n. 1).

Nei grafici di figura 7 vengono, anche in questo caso, messi in relazione gli andamenti dei valori di umidità del suolo monitorati nella zona medio-alta del versante (sonde 15 e 16) con quelli registrati nella parte bassa (sonde 3 e 4). Alla profondità di 0.30 m (Fig. 7A), si osserva come i valori di umidità nella zona medio-alta risultano pressoché gli stessi di quelli relativi alla zona bassa, soprattutto durante la fase iniziale del processo (o) e fino all'innesco del deflusso (x), discostandosi di poco dalla bisettrice. Tale scostamento avviene in corrispondenza di contenuti di umidità del suolo prossimi al range di variabilità dei valori stimati della capacità di campo per il terreno considerato. Questo significa che gli strati superficiali di suolo, sia nella zona bassa che medio-alta del transetto, si saturano, quasi congiuntamente, durante la fase di generazione del deflusso superficiale, anche se gli strati superficiali della zona bassa risultano leggermente più umidi, raggiungendo prima degli altri la saturazione. Durante il deflusso e fino al raggiungimento del picco (●) e del punto finale della curva di esaurimento (◐), l'umidità negli strati superficiali della zona bassa non aumenta oltre a vantaggio degli strati superficiali della zona medio-alta. Raggiunta la saturazione di questi ultimi si innesca lo svuotamento del suolo (+), che segue l'andamento della bisettrice.

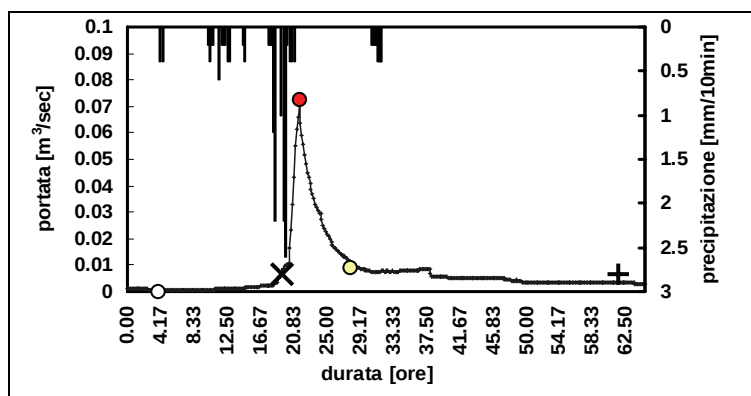


Fig. 6 – Idrogramma di piena dell'evento registrato il 29 marzo 2007 con l'indicazione degli istanti: (o) inizio dell'evento piovoso, (x) inizio del deflusso, (●) picco, (◐) fine curva di esaurimento e (+) fine fase di svuotamento del suolo

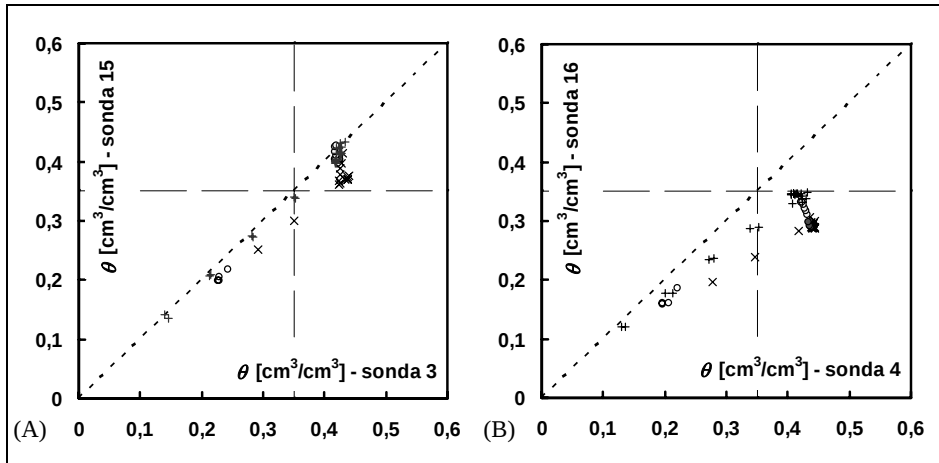


Fig. 7 – Relazione fra i valori di umidità del suolo registrati nella zona medio-alta del versante (sonde 15 e 16) con quelli registrati nella zona bassa (sonde 3 e 4): (A) sonde a 0.30 m di profondità, (B) sonde a 0.60 m di profondità; (○) dall'inizio fino all'innesco dell'evento piovoso, (x) dall'inizio dell'evento piovoso fino all'innesco del deflusso, (□) dall'inizio del deflusso al picco, (◇) dal picco alla fine della curva di esaurimento e (+) fase di svuotamento del suolo

A 0.60 m di profondità (Fig. 7B), i valori di umidità del suolo, pur confermando gli andamenti prima discussi, evidenziano uno scostamento dalla bisettrice più marcato sia durante le fasi iniziali del processo che durante lo svuotamento, probabilmente a causa di macro-fratture presenti negli strati più profondi del suolo, che agevolano i movimenti sub-orizzontali oltre che quelli verticali.

3. La generazione del deflusso ed il contenuto di umidità del suolo

Gli eventi di pioggia rivestono particolare interesse nei piccoli bacini idrografici, per la loro propensione a generare risposte idrologiche differenti in relazione alle condizioni di imbibizione del bacino (Kirkby e Chorley, 1967; Hewlett e Hibbert, 1967; Dunne e Black, 1970). Interessante per le finalità del presente lavoro è lo studio di Grayson *et al.* (1997). Questi, infatti, riscontrano che la produzione del ruscellamento superficiale sia legato al superamento di un valore soglia del contenuto di umidità del suolo che consente ad una porzione del bacino idrografico di contribuire al deflusso. A conferma di questi studi, nel presente lavoro viene mostrato come il valore soglia, responsabile dell'attivazione del deflusso, sia riconducibile ad un contenuto di umidità dei suoli che è fortemente influenzato dalle dimensioni caratteristiche dei bacini.

3.1 Relazione fra il contenuto di umidità del suolo ed il coefficiente di deflusso all'interno del sottobacino

I grafici in figura 8 evidenziano la relazione fra il coefficiente di deflusso, calcolato per ciascuno degli eventi registrati, ed il contenuto medio di umidità del suolo misurato prima dell'evento di pioggia. Il contenuto di umidità dei primi strati di suolo è stato misurato dalle sonde collocate a 0.30 m di profondità (Figura 8A), mentre quello degli strati più profondi è stato rilevato dalle sonde a 0.60 m di profondità (Figura 8B). In particolare, si osserva un rapido cambiamento nella risposta del bacino quando le condizioni antecedenti di umidità del suolo raggiungono valori prossimi a quelli della capacità di campo (la linea tratto-punto rappresenta il valore medio della capacità di campo, mentre le linee puntinate ne rappresentano il range di variabilità lungo il transetto monitorato). Ciò potrebbe suggerire che la capacità di campo rappresenta una condizione limite del suolo per la generazione del deflusso. Tale evidenza è in buon accordo con quanto sostenuto da *Grayson et al.* (1997) che trovano un netto comportamento a soglia per il bacino *Tarrawarra* di 0.10 km^2 . Tale comportamento risulta meno marcato in un bacino di 0.65 km^2 .

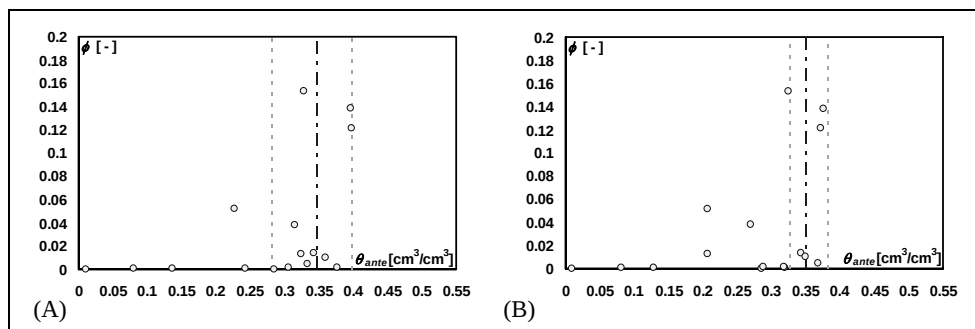


Fig. 8 – Coefficiente di deflusso in funzione del contenuto medio di umidità del suolo a 0.30 m (A) e a 0.60 m (B) di profondità misurato prima dell'evento di pioggia.

3.2 Effetto di scala e della copertura vegetale nel meccanismo di produzione del ruscellamento superficiale

Gli eventi di piena registrati sul sottobacino della *Fiumarella di Corleto* sono stati analizzati e confrontati con i rispettivi eventi osservati alla sezione di chiusura del bacino, in cui è posizionato l'idrometro della stazione n. 2. Tale confronto risulta utile per comprendere l'effetto legato alla copertura vegetale (profondamente dissimile nei due bacini) e alla dimensione del bacino nella produzione del ruscellamento superficiale.

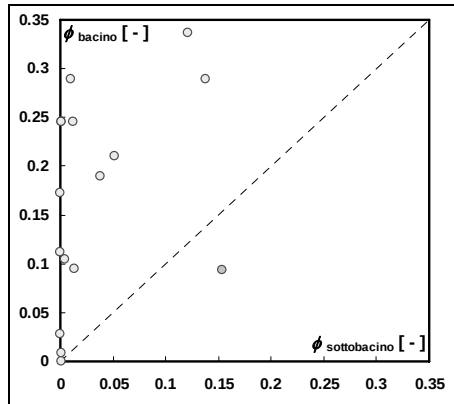


Fig. 9 – Valori del coefficiente di deflusso del bacino di 32km² in funzione di quelli del sottobacino

I coefficienti di deflusso calcolati sui due bacini in questione sono messi a confronto in figura 9, dove si evince chiaramente che il bacino grande presenta una formazione di deflusso molto più consistente rispetto al sottobacino ricoperto da vegetazione boschiva. Questo effetto si può attribuire alla presenza di suoli agricoli sul versante nord del bacino che riducono in modo consistente la capacità di assorbimento dei suoli.

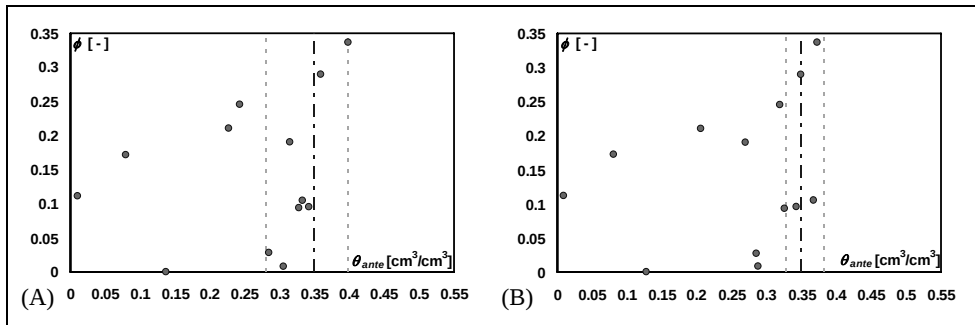


Fig. 10 – Coefficiente di deflusso del bacino in funzione del contenuto medio di umidità del suolo a 0.30 m (A) e a 0.60 m (B) di profondità misurato prima dell'evento di pioggia

Analogamente a quanto è stato fatto per il sottobacino, anche per il bacino di 32.5 km² i coefficienti di deflusso sono stati messi a confronto con il contenuto medio di umidità antecedente l'evento e registrato alle varie profondità dalle sonde poste all'interno del sottobacino della *Fiumarella di Corleto* (Fig. 10A e B). In questo caso, si osserva che il controllo esercitato dallo stato di saturazione dei suoli è molto meno marcato rispetto a quello riscontrato nel sottobacino. Il comportamento a soglia è

quasi totalmente scomparso e i coefficienti di deflusso mostrano una debole dipendenza dallo stato di umidità dei suoli (con media pari a 0.20). Il comportamento riscontrato può essere dovuto anche al fatto che all'interno del bacino grande sono presenti zone a minore permeabilità (a causa delle formazioni argillose presenti nell'area) ed al fatto che la condizione di umidità media registrata al transetto non è necessariamente estendibile all'intera superficie del bacino di 32.5 km².

Infine, in Figura 11 viene evidenziato l'effetto di scala confrontando i due bacini piccoli (bacino di *Tarrawarra* di 0.10 km² e sottobacino della *Fiumarella di Corleto* di 0.65 km²) con il bacino di media dimensione della *Fiumarella di Corleto* di 32 km². Il meccanismo a soglia nella produzione del ruscellamento sembrerebbe svanire perché mascherato dall'aumentare dell'eterogeneità spaziale dello stato di umidità del suolo, dipendente dalla variabilità spaziale della pioggia, della copertura vegetale e dalla tessitura.

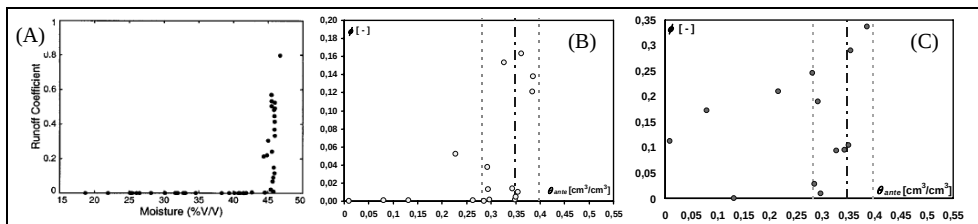


Fig. 11 – Coefficiente di deflusso in funzione del contenuto medio di umidità del suolo antecedente l'evento di pioggia per: A) bacino Tarrawarra (da Grayson et al., 1997), B) sottobacino della Fiumarella di Corleto e C) bacino della Fiumarella di Corleto.

4. Conclusioni

Nel presente lavoro di ricerca è riportata una descrizione della campagna di misure idrologiche sperimentali condotte all'interno del bacino idrografico sperimentale *Fiumarella di Corleto*.

L'analisi della distribuzione dell'umidità del suolo, a scala annuale e di evento, ha evidenziato il ruolo della ridistribuzione laterale nell'organizzazione spaziale dell'umidità del suolo che si innesca per valori di umidità prossimi al valore medio della capacità di campo stimata per il terreno oggetto di studio. Questo conferma il ruolo significativo assunto da tale parametro, come valore soglia, oltre il quale inizia la formazione del deflusso superficiale.

Il lavoro inoltre ha messo in evidenza il ruolo giocato dalla vegetazione e dalla scala spaziale sui meccanismi di produzione del ruscellamento superficiale. Il ruscellamento nella parte forestata (sottobacino) risulta marcatamente legato ad un meccanismo a soglia per cui al di sotto di un certo contenuto di umidità del suolo non vi è produzione di deflusso, mentre nel bacino grande, caratterizzato da suoli eterogenei, il ruscella-

mento sembrerebbe debolmente influenzato dalle condizioni di imbibizione del terreno. Il cambio di scala gioca un ruolo difficilmente quantificabile, peraltro mascherato dalla forte differenza nelle caratteristiche fisiche dei bacini idrografici messi a confronto.

Bibliografia

1. Dunne, T. & Black, R.D.: *An experimental investigation of runoff production in permeable soils*, Water Resour. Res., 6, 478-490, 1970a
2. Dunne, T. & Black, R.D.: *Partial area contributions to storm runoff in a small New England watershed*, Water Resour. Res., 6, 1296-1311, 1970b
3. Fiorentino, M., Carriero, D., Iacobellis, V., Manfreda, S., Portoghesi, I.: *MEDCLUB – starting line and first activities*, In: Predictions in Ungauged Basins: Promises and Progress edited by Sivapalan et al., IAHS Publ. 303, 2006
4. Grayson, R.B., Western, A.W., Chiew, F.H.S., Blöschl, G.: *Preferred states in spatial soil moisture patterns: local and non local controls*, Water Resour. Res., 33, 2897-2908, 1997
5. Hager, W.H.: *Wastewater Hydraulics – Theory and Practice*, 10 Overfalls, Springer, 1990
6. Hewlett, J.D. & Hibbert, A.R.: *Factors affecting the response of small watersheds to precipitation in humid areas*, in Sopper, W.E. and Lull, H.W. (eds) *Forest Hydrology*. Oxford: Pergamon Press, 275-290, 1967
7. Kirkby, M.J. & Chorley, R.J.: *Throughflow, overland flow and erosion*, Bull. Int. Assoc. Sci. Hydrol., 13(3), 5-21, 1967
8. Manfreda, S., Onorati, B., Iacobellis, V., Margiotta, M.R.: *Indagine sperimentale sulla variabilità spazio-temporale dell'umidità del suolo*, 31° Convegno di Idraulica e Costruzioni Idrauliche, Morlacchi Editore, Perugia, CD, pp. 1-8, 2008
9. Onorati, B., Manfreda, S., Telesca, V., Carriero, D., Celano, G., Fiorentino, M.: *A monitoring campaign of soil moisture along a hillslope transect of the experimental basin of Corleto*, Proc. Of the 3rd WSEAS/IASME International Conference on Energy, Environment, Ecosystems and Sustainable Development, Crete, Greece, pp. 606-611, 2007
10. Romano, N., Palladino, M.: *Prediction of soil water retention using soil physical data and terrain attributes*, J. Hydrol., 265, 56 – 75, 2002
11. Santini, A., Coppola, A., Romano, N., Terribile, F.: *Interpretation of the spatial variability of soil hydraulic properties using a land system analysis*, Modelling of Transport Processes in Soils, ed. J. Feyen & K. Wiyono, Wageningen Pers, Wageningen, Netherlands, pp. 491 – 500, 1999