



UNIVERSITÀ
DEGLI STUDI
DI PADOVA

Sede Amministrativa: Università degli Studi di Padova

Dipartimento Territorio e Sistemi Agro-Forestali

SCUOLA DI DOTTORATO DI RICERCA
“TERRITORIO AMBIENTE RISORSE E SALUTE”
INDIRIZZO: IDRONOMIA AMBIENTALE
CICLO XXV

Deflusso sottosuperficiale di versante in ambiente alpino:
ruolo nella risposta idrologica di piena e variabilità
spazio-temporale.

Direttore della Scuola: Ch.mo Prof. Mario Aristide Lenzi

Coordinatore d'indirizzo: Ch.mo Prof. Mario Aristide Lenzi

Supervisore: Ch.mo Prof. Marco Borga

Co-supervisore: dott. Daniele Penna

Dottorando: Nicola Mantese

INDICE

RIASSUNTO.....	15
ABSTRACT	17
1. INTRODUZIONE	19
2. STATO DELL'ARTE.....	23
Regimi del deflusso sottosuperficiale	23
Evoluzione storica	24
Significato della variabilità dello spessore del suolo nella dinamica idrologica di versante	28
Non linearità dei processi idrologici sottosuperficiali	30
3. AREA DI STUDIO.....	33
3.1 Il bacino del Cordevole (chiuso a La Vizza)	33
3.2 Il bacino del Rio Vauz	37
3.3 Bacino sperimentale del Rio Ponte	40
3.4 Bacino sperimentale del Rio Larici.....	43
4. MATERIALI E METODI.....	45
4.1. Strumentazione.....	45
4.1.1 Misura di precipitazione e temperatura.....	45
4.1.2 Misura della portata dei torrenti.....	46
4.1.3 Misura del livello di falda	51

Localizzazione dei piezometri sui bacini sperimentali	56
Versanti Piramide ed Emme	57
Bacino del Rio Larici	59
Bacino del Rio Ponte	61
4.1.4 Misura dell'umidità del suolo	62
Riflettometro Campbell Scientific 625	62
Sonde Decagon EC-5	64
4.1.4 Misura della profondità del suolo	66
4.2. Approccio metodologico	70
Indice ASI	70
Area dell'isteresi normalizzata	71
Cluster analysis	72
5. RISULTATI E DISCUSSIONE	73
5.1. Generazione di deflusso sottosuperficiale a scala di versante: ruolo della topografia locale e dello spessore del suolo	73
Principali fattori che controllano il deflusso sottosuperficiale: condizioni iniziali	78
Principali fattori che controllano il deflusso sottosuperficiale: topografia di versante	83
Struttura temporale del deflusso sottosuperficiale	85
5.2. Generazione di deflusso sottosuperficiale a scala di versante: rio Larici	91
Principali fattori che controllano il deflusso sottosuperficiale: condizioni iniziali	98
Analisi della non-linearità tra livello di portata e livello di falda	101
5.3. Generazione di deflusso sottosuperficiale a scala di bacino: ruolo delle strutture topografiche fondamentali	106

Controllo della topografia sull'umidità del suolo e sul deflusso sottosuperficiale	110
Principali fattori che controllano il deflusso sottosuperficiale: condizioni iniziali	113
Non linearità nella relazione tra livello di falda e portata.....	116
CONCLUSIONI	123
BIBLIOGRAFIA.....	127

INDICE DELLE FIGURE

Figura 3.1: Localizzazione dell'area di studio nella Regione Veneto.....	33
Figura 3.2: Mappa del bacino del Torrente Cordevole chiuso a La Vizza, con il bacino del Rio Vauz e la localizzazione dei sottobacini del Rio Ponte e del Rio Larici.....	34
Figura 3.3: Mappa del bacino del Rio Vauz con localizzazione del sottobacino del Rio Ponte e del Rio Larici.....	36
Figura 3.4: Topografia del bacino del Rio Vauz.....	38
Figura 3.5: Distribuzione mensile dei valori di precipitazione, deflusso ed evapotraspirazione potenziale mensili per il bacino del Rio Vauz.....	40
Figura 3.6: Il bacino del Rio Ponte ed i versanti sperimentali Piramide ed Emme.....	41
Figura 3.7: Foto dell'area del Rio Larici, con delimitazione del bacino idrografico.....	44
Figura 3.8: Mappa del bacino del Rio Larici.....	44
Figura 4.1: Il pluviometro a bascula in primo piano, e il termometro in lontananza (bacino del Rio Ponte).....	45
Figura 4.2: Lo stramazzo installato sul Rio Ponte, e l'alloggiamento del misuratore di livello.....	46
Figura 4.3: Schema di uno stramazzo triangolare.....	47
Figura 4.4: Variazione del coefficiente di contrazione con i parametri geometrici.....	48
Figura 4.5: Trasduttore di pressione Keller.....	49
Figura 4.6: Il conduttimetro WTW durante una misura sul Rio Ponte.....	50
Figura 4.7: Schema descrittivo della realizzazione di un pozzo piezometrico.....	51
Figura 4.8: Il piezometro idraulico in cui è inserita la sonda capacitiva per la misura del livello di falda.....	52

Figura 4.9: La sonda capacitiva del piezometro idraulico.....	53
Figura 4.10:Tubo piezometrico e sonda capacitiva.....	53
Figura 4.11: Posizione dei piezometri sui versanti sperimentali Piramide ed Emme.	57
Figura 4.12: Posizione dei piezometri sul bacino del Rio Larici.....	60
Figura 4.13: Posizione dei piezometri sul bacino del Rio Ponte.....	61
Figura 4.14: Illustrazione della sonda CS625 (in basso) e del registratore CR200 (in alto).	63
Figura 4.15: Illustrazione della sonda EC-5.....	65
Figura 4.16: Posizionamento delle sonde di umidità EC-5 sul versante Emme.....	65
Figura 4.17: Localizzazione delle sonde di umidità del suolo e dei punti di misura della profondità del suolo.....	66
Figura 4.18: Relazione della profondità del suolo (mediata tra quattro misure ripetute) con distanza dal torrente e Topographic Wetness Index (TWI) per il versante Piramide e per il versante Emme.....	68
Figura 5.1: Serie temporali orarie di precipitazione, portata del torrente, umidità del suolo media, e livello di falda medio per ogni versante, per i tre periodi di studio.....	75
Figura 5.2: Grafici a dispersione della relazione tra la portata del torrente ed il livello di falda medio di versante, per i due versanti sperimentali.....	77
Figura 5.3: Grafici a dispersione della relazione tra il picco di portata ed il picco del livello di falda medio di versante, per entrambi i versanti sperimentali.	77
Figura 5.4: Relazione a soglia tra $ASI+P_{cum}$ e deflusso diretto.....	78
Figura 5.5: Diagrammi box-plot dei picchi del livello medio di falda di versante, per ogni evento in condizioni di umidità basse e alte (sotto o sopra la soglia di $ASI+P_{cum}$) per il versante Piramide (pannello a sinistra) e per il versante Emme (pannello a destra). Le scatole indicano il venticinquesimo e il settantacinquesimo percentile, i baffi indicano il decimo ed il novantesimo percentile, la linea orizzontale all'interno della scatola rappresenta la mediana.....	80

- Figura 5.6: Istogrammi dei coefficienti di correlazione di Spearman tra due caratteristiche della risposta piezometrica (numero di strumenti che hanno risposto e picco del livello di falda medio del versante) e variabili legate alle caratteristiche dell'evento piovoso e alle condizioni iniziali (Antecedent Soil water Index, durata della precipitazione, Pioggia cumulata dell'evento). Pannello a sinistra: Piramide; Pannello a destra: Emme. Soglia di significatività con $\alpha=0.05$ 81
- Figura 5.7: Istogrammi dei coefficienti di correlazione di Spearman tra i picchi del livello di falda e tre indici topografici, per ogni piezometro. L'analisi viene riportata separatamente per le due classi di eventi (sotto o sopra la soglia della somma dell'indice di umidità del suolo e pioggia cumulata dell'evento (ASI+Pcum)). Pannello a sinistra: Piramide; Pannello a destra: Emme. 83
- Figura 5.8: Esempio di diverse dinamiche temporali per piezometri situati nella parte bassa, nella parte media, e nella parte alta del versante, per gli eventi del 12 Giugno 2008 (Pcum: 19.2 mm), del 1 Agosto 2008 (Pcum: 27.8 mm), del 15 Agosto 2008 (Pcum: 43.0 mm), del 17 Luglio 2009 (Pcum: 47.6 mm). I piezometri selezionati per il versante Piramide sono: alto=P9, medio=P5, basso=P1. I piezometri selezionati per il versante Emme sono: alto=M6, medio=M3, basso=M11. 86
- Figura 5.9: Relazione del ritardo medio della risposta piezometrica con la distanza dal torrente e il Topographic Wetness Index per il versante Piramide (rispettivamente pannello a sinistra e a destra, riga in alto) e per il versante Emme (rispettivamente pannello a sinistra e a destra, riga in basso), considerando gli eventi in cui tutti i piezometri hanno registrato una variazione del livello di falda. Si noti che i piezometri M2 e M11 sono stati esclusi a causa del loro esiguo numero di risposte. 87
- Figura 5.10: Relazione tra la media e la deviazione standard dei ritardi tra il picco del livello di falda ed il picco di portata per il versante Piramide (pannello a sinistra) ed il versante Emme (pannello a destra). 89
- Figura 5.11: Box plot dei livelli di falda misurati dai piezometri posizionati sul Rio Larici (pannello di sinistra), e box plot, per ogni gruppo di piezometri, del valore medio dei picchi del livello di falda (pannello di destra). 92
- Figura 5.12: Dendrogramma derivante dall'applicazione della Cluster Analysis alla serie temporale dei livelli di falda dei singoli piezometri. 93

Figura 5.13: Rappresentazione della distribuzione spaziale dei tre gruppi di piezometri sul bacino del Rio Larici.	94
Figura 5.14: Serie temporali orarie di precipitazione, portata del torrente, umidità del suolo media, e livello di falda medio per ogni versante, per i tre periodi di studio (Rio Larici).	96
Figura 5.15: Diagrammi a dispersione tra la portata del Rio Larici ed il livello di falda registrato in tre pozzi piezometrici rappresentativi dei tre gruppi (piezometro L12 per il Gruppo 1, L15 per il Gruppo 2, L3 per il Gruppo3).	97
Figura 5.16: Relazione a soglia tra $ASI+P_{cum}$ e deflusso diretto (bacino del Rio Larici).	98
Figura 5.17: Istogrammi dei coefficienti di correlazione di Spearman tra due caratteristiche della risposta piezometrica (numero di strumenti che hanno risposto e picco del livello di falda medio di ogni gruppo) e variabili legate alle caratteristiche dell'evento piovoso e alle condizioni iniziali (Antecedent Soil water Index, durata della precipitazione, Pioggia cumulata dell'evento). Pannello a sinistra: Gruppo 1; Pannello centrale: Gruppo 2; Pannello a destra: Gruppo 3. Soglia di significatività con $\alpha=0.05$	100
Figura 5.18: Dinamiche temporali di portata del torrente e livello di falda medio dei tre Gruppi di piezometri; e cicli isteretici osservabili nella relazione tra livello di portata e livello di falda.	101
Figura 5.19: Box plots dell'area dell'isteresi normalizzata, calcolata per i 63 eventi selezionati e per tutti i piezometri. I risultati sono presentati separatamente per i tre gruppi di piezometri.	103
Figura 5.20: Istogrammi delle correlazioni tra area dell'isteresi normalizzata e quattro indici topografici (area contribuyente, pendenza locale, TWI, e distanza dal torrente).	104
Figura 5.21: Serie temporali orarie di precipitazione, portata del torrente, umidità del suolo media in diverse posizioni del versante (bassa-media-alta) e a diverse profondità (5 cm, e media tra 20 e 40 cm), e livello di falda medio sui diversi transetti del bacino (transetto basso, medio e alto) e in diverse aree del bacino (area riparia e di versante) per il periodo di studio.	107

Figura 5.22: Diagrammi box-plot dell'umidità del suolo distinti tra periodo secco e periodo umido dell'anno 2011.....	108
Figura 5.23: Relazione a soglia tra $ASI+Pcum$ e deflusso diretto (anno 2011).	109
Figura 5.24: Diagrammi box-plot dei valori di umidità del suolo nelle diverse aree del versante (alla base del versante, a metà versante e nella parte alta del versante) e delle relative deviazioni standard.....	110
Figura 5.25: Diagrammi box-plot dei valori di umidità del suolo a diverse profondità (5 cm, e media tra 20 e 40 cm di profondità) e delle relative deviazioni standard.....	111
Figura 5.26: Diagramma box-plot dei valori del livello di falda, separatamente per periodo secco e umido, e per posizione degli strumenti (area riparia+base del versante e area di versante).	112
Figura 5.27: Diagramma box-plot dei valori del livello di falda sui diversi transetti del bacino (transetto basso, medio e alto).	112
Figura 5.28: Istogrammi dei coefficienti di correlazione di Spearman tra il picco del livello di falda e variabili legate alle caratteristiche dell'evento piovoso e alle condizioni iniziali (Pioggia cumulata dell'evento ($Pcum$), Antecedent Soil water Index (ASI), $ASI+Pcum$, e intensità della precipitazione.). Pannello a sinistra: periodo secco; Pannello a destra: periodo umido. Soglia di significatività con $\alpha=0.05$	113
Figura 5.29: Istogrammi dei coefficienti di correlazione di Spearman tra il dislivello di falda (differenza tra valori di picco e pre-evento di falda) e variabili legate alle caratteristiche dell'evento piovoso e alle condizioni iniziali (Pioggia cumulata dell'evento ($Pcum$), Antecedent Soil water Index (ASI), $ASI+Pcum$, e intensità della precipitazione.). Pannello a sinistra: periodo secco; Pannello a destra: periodo umido. Soglia di significatività con $\alpha=0.05$	114
Figura 5.30: Grafici a dispersione tra portata e livello di falda (pannelli a sinistra: periodo secco; pannelli a destra: periodo umido; pannelli in alto: area riparia; pannelli in basso: area di versante).	116
Figura 5.31: Istogrammi dei coefficienti di correlazione di Spearman tra l'area dell'isteresi (che si verifica tra livello di falda e portata del torrente) e variabili legate alle	

caratteristiche dell'evento piovoso e alle condizioni iniziali (Pioggia cumulata dell'evento ($Pcum$), Antecedent Soil water Index (ASI), $ASI+Pcum$, e intensità della precipitazione,). Pannello a sinistra: periodo secco; Pannello a destra: periodo umido. Soglia di significatività con $\alpha=0.05$ 117

Figura 5.32: Diagramma box-plot dei valori di area del ciclo isteretico normalizzato, separatamente per periodo secco e umido, e per posizione degli strumenti (area riparia+base del versante e area di versante)..... 118

INDICE DELLE TABELLE

Tabella 3.1: Caratteristiche principali del bacino del Torrente Cordevole chiuso a La Vizza.	35
Tabella 3.2: Caratteristiche principali del bacino del Rio Vauz.....	39
Tabella 3.3: Valori medi degli indici topografici selezionati per i due versanti sperimentali.	43
Tabella 4.1: Dimensioni dello stramazzone triangolare installato sul Rio Ponte.....	47
Tabella 4.2: Dimensioni dello stramazzone triangolare installato sul Rio Larici.	48
Tabella 4.3: Elenco degli strumenti utilizzati, con periodo di registrazione e posizione di installazione.....	55
Tabella 4.4: Caratteristiche dei piezometri del versante Piramide.	57
Tabella 4.5: Caratteristiche dei piezometri del versante Emme.	59
Tabella 4.6: Caratteristiche dei piezometri del bacino del Rio Larici.	60
Tabella 4.7: Caratteristiche dei piezometri del bacino del Rio Ponte (su 3 transetti).	62
Tabella 4.8: Posizioni dei punti di misura della profondità del suolo sul versante Piramide. I punti sono numerati dalla cresta verso la base del versante.....	67
Tabella 4.9: Posizioni dei punti di misura della profondità del suolo sul versante Emme. I punti sono numerati dalla cresta verso la base del versante.	67
Tabella 5.1: Caratteristiche principali delle serie temporali di portata, umidità del suolo e livello di falda per i tre anni di studio.	73
Tabella 5.2: Caratteristiche principali degli eventi afflusso-deflusso selezionati. <i>Pcum</i> : Precipitazione cumulata di evento;	74
Tabella 5.3: Classi di <i>ASI+Pcum</i> per gli eventi di pioggia selezionati.	79

Tabella 5.4: Coefficienti di correlazione di Spearman tra <i>ASI</i> e numero di risposte piezometriche e picco del livello di falda, separatamente per i tre periodi di studio, e per versante. Le correlazioni marcate con * sono significative con $\alpha=0.05$	82
Tabella 5.5: Caratteristiche principali delle serie temporali di portata, umidità del suolo e livello di falda per i tre anni di studio.	91
Tabella 5.6: Caratteristiche principali delle serie temporali di portata, umidità del suolo e livello di falda per i tre anni di studio.	92
Tabella 5.7: Caratteristiche principali degli eventi afflusso-deflusso selezionati. <i>Pcum</i> : Precipitazione cumulata di evento.....	95
Tabella 5.8: Classi di <i>ASI+Pcum</i> per gli eventi di pioggia selezionati.	99
Tabella 5.9: Caratteristiche principali degli eventi afflusso-deflusso selezionati per l'anno 2011. (<i>Pcum</i> : precipitazione cumulata).....	106
Tabella 5.10: Descrizione della suddivisione del periodo secco e umido, con i valori medi di precipitazione e umidità del suolo.....	108
Tabella 5.11: Principali caratteristiche , in termini di precipitazione e umidità del suolo, del periodo umido e del periodo secco.....	109

RIASSUNTO

Questo lavoro di ricerca ha analizzato la dinamica del deflusso sottosuperficiale di versante di un piccolo bacino dolomitico, denominato Rio Vauz (1.9 km²) e localizzato nella Alpi orientali. In particolare, lo studio ha osservato i principali fattori che determinano la variazione del livello di falda in risposta agli eventi di precipitazione, sia a scala di versante che a scala di bacino. Due sottobacini sono esaminati in particolare: Rio Ponte (0.14 km²) e Rio Larici (0.033 km²). L'analisi a scala di versante è stata condotta utilizzando i dati raccolti tra gli anni 2008 e 2010, su due versanti del sottobacino del Rio Ponte e su un versante del sottobacino del Rio Larici. I due versanti del Rio Ponte sono simili per estensione, proprietà del suolo e copertura vegetale, ma presentano una diversa topografia (convesso-divergente per uno e relativamente planare per l'altro). Su questi versanti sono state installate 15 sonde di umidità del suolo e 24 pozzi piezometrici in diverse posizioni topografiche. Sul versante del Rio Larici sono stati installati 13 piezometri. Nei tre periodi di studio sono stati selezionati 63 eventi afflusso-deflusso per analizzare l'influenza delle caratteristiche della precipitazione, delle condizioni iniziali e delle caratteristiche del versante (topografia e profondità del suolo) sulle dinamiche del deflusso sottosuperficiale.

L'analisi a scala di bacino è stata effettuata con l'impiego dei dati raccolti nel corso del 2011 su un'area più estesa del bacino del Rio Ponte, dove sono stati installati 16 piezometri, disposti su tre transetti. In questo periodo di studio sono stati selezionati 32 eventi afflusso-deflusso per studiare il ruolo delle caratteristiche dell'evento piovoso, delle condizioni iniziali e degli elementi topografici principali del bacino.

L'attivazione del deflusso sottosuperficiale, espresso come percentuale di pozzi piezometrici attivati e valore di picco del livello di falda, è risultato essere ben correlato con lo stato di umidità del suolo, indicato da un indice che combina l'umidità del suolo antecedente e la precipitazione cumulata di evento. La topografia di versante è risultata essere un fattore dominante solo per il versante convesso-divergente ed in condizioni umide. La struttura temporale del livello di falda era collegata alla posizione topografica, dove i picchi del livello di falda alla base del versante venivano raggiunti più tardi, e

mostravano una maggior variabilità temporale. Tale comportamento è stato messo in relazione con la distribuzione spaziale della profondità del suolo, fortemente correlata con due indici topografici. La relazione tra il livello di falda ed il livello di portata, a scala di evento, ha mostrato un andamento isteretico. L'ampiezza del ciclo isteretico, dovuta allo scostamento della dinamica temporale del livello di falda rispetto alla dinamica del livello di portata, è stata proposta come un indicatore delle aree che maggiormente contribuiscono al deflusso di bacino. Questa nuova metodologia proposta con questo lavoro di ricerca prevede la normalizzazione dell'isteresi a scala di evento ed il calcolo dell'area del ciclo isteretico. La quantificazione dell'isteresi è stata poi correlata con le caratteristiche dell'evento e con alcuni indici topografici. Questo approccio ha evidenziato che i piezometri situati in area riparia, con minor distanza dal torrente e minori pendenze, avevano dinamiche temporali più simili al torrente, rispetto agli strumenti posizionati in area di versante, con maggiori distanze dal torrente e pendenze più elevate.

ABSTRACT

This research work analyzed the subsurface flow at the Rio Vauz basin, a small dolomitic basin located in the Northern Italian Alps. In particular, this study investigated the dominant factors controlling the water table response to precipitation at the hillslope and at the basin scale. The hillslope scale analysis was based on the data collected in three study periods of the years 2008, 2009, and 2010, in the Rio Ponte and in the Rio Larici sub-basins. In the Rio Ponte catchment, two steep hillslopes of similar size, soil properties and vegetation cover but contrasting topography (convex-divergent and relatively planar, respectively), were selected for the field measurements. The two sites were instrumented with 15 soil moisture sensors and 24 piezometric wells installed in different topographic positions. The selected hillslope of the Rio Larici basin was instrumented with 13 piezometers. Over the three years in the snow-free months, 63 rainfall-runoff events were selected in order to analyze the influence of rainfall properties, antecedent conditions and hillslope characteristics (topography and soil depth) on shallow water table dynamics. The catchment scale analysis was performed with the data collected during the year 2011 in a wider area of the Rio Ponte catchment, instrumented with 16 piezometers installed, along three transects, in different topographic positions. In the study period, 32 rainfall-runoff events were selected in order to analyze the influence of rainfall properties, antecedent conditions and the main topographic unit of the basin on subsurface flow. Piezometric response, expressed as percentage of well activation and water peak magnitude, was strongly correlated with the soil moisture status, as described by an index combining antecedent soil moisture and rainfall amount. Hillslope topography was found to be a dominant control only for the convex-divergent hillslope and during wet conditions. Timing of the water table response depended on the topographic position, with piezometric peaks occurring later and showing a greater temporal variability at the hillslope bottom. This behaviour was linked to the soil depth spatial distribution, strongly correlated with two topographic indices. The relation between subsurface flow and discharge showed a hysteretical pattern. The magnitude of the hysteretical loop is influenced by the different temporal dynamics between the water table level and streamflow. In this work we suggest

to use the hysteresis extent as an index to determine the basin areas that are the dominant contributors to stormflow. This new index was also correlated to the event characteristics and to the main topographic indexes. This new approach showed that piezometers located in the riparian area, with low distance to stream and low slope, had temporal dynamics more similar to stream discharge respect to piezometers located in the hillslope area, with higher distance to stream and higher slope.

1. INTRODUZIONE

L'idrologia assegna una posizione privilegiata all'analisi delle dinamiche idrologiche di versante, in ragione della natura di elemento morfologico fondamentale che caratterizza tale sistema, considerato come l'unità morfologica attraverso la quale le acque meteoriche, derivanti da precipitazione o da scioglimento nivale, interagendo con il terreno vengono recapitate al reticolo idrografico, effimero o permanente, che la sottende. Le vicende idrologiche che hanno sede alla scala di versante controllano sia la formazione dei deflussi destinati a percorrere successivamente il reticolo idrografico (Robinson et al., 1995; Torres et al., 1998), che l'eventuale corrispondente carico di soluti disciolti e le caratteristiche della struttura della risposta biogeochimica (Barnes et al., 1997; McDonnell et al., 2001; Zhang et al., 2011), come pure la mobilitazione ed il trasporto delle particelle di suolo, sia sotto forma di erosione laminare che di movimenti gravitativi di versante (Montgomery e Dietrich, 1994; Borga et al., 2002). Le implicazioni dell'analisi della risposta idrologica di versante sono pertanto molteplici e notevoli, e non stupisce il costante interesse con cui gli studiosi si sono rivolti allo studio di tale sistema. Tale interesse ha evidenziato un significativo incremento negli ultimi due decenni (Dunne, 1978; Kirkby, 1978, 1988; O'Loughlin, 1990; Gutknecht, 1996; Bonell, 1998), sia per quanto riguarda indagini di campo condotte in diverse condizioni climatiche, idrologiche e pedologiche (Dunne e Black, 1970b; Mosley, 1982; Michiels et al., 1988; Germann, 1990; Ritsema et al., 1996; Anderson et al., 1997; Montgomery et al., 1997) che in termini di sviluppi ed applicazioni modellistiche (vedi, per esempio, Bronstert, 1999, ed i riferimenti bibliografici ivi contenuti).

Il deflusso sottosuperficiale è una delle componenti fondamentali del deflusso a scala di versante. L'importanza di tale componente risulta particolarmente significativa nelle regioni montane di ambienti temperati e umidi, con suoli poco profondi e conduttivi, con versanti ad elevata pendenza e substrato roccioso relativamente compatto, dove la generazione di deflusso sottosuperficiale sui versanti può costituire il processo più rilevante responsabile della risposta idrologica di bacino (Weiler et al., 2005).

La condizione generale affinché si sviluppi un deflusso sotterraneo parallelo al pendio è che la conduttività idraulica in direzione parallela al pendio sia significativamente maggiore rispetto a quella normale al pendio; la condizione più favorevole è quella in cui un suolo permeabile riposa su una formazione impermeabile. Il verificarsi di deflusso laterale sottosuperficiale non costituisce tuttavia condizione sufficiente affinché questo particolare contributo domini la risposta idrologica di versante. Freeze (1972) ha dimostrato tramite un esperimento numerico, ormai classico, che affinché questo si verifichi è necessario che la conducibilità idraulica del suolo sia molto elevata. Esistono tuttavia alcuni processi suscettibili di accelerare il processo di trasferimento dell'acqua sotterranea, sia in direzione verticale che in quella parallela alla pendice. Fra questi, quelli probabilmente più importanti sono rappresentati dai processi di trasporto preferenziale attraverso i macropori ed le fessurazioni del suolo.

L'innesco del deflusso sottosuperficiale, a seguito di un apporto idrico fornito da un evento di precipitazione o di fusione nivale, prevede la saturazione transitoria lungo l'interfaccia suolo-roccia madre (o un altro strato con minor permeabilità) e la rapida risalita della falda nella zona insatura. Questo comporta l'attivazione di una rete di saturazione sottosuperficiale a scala di versante e di bacino, la cui comprensione in termini di estensione areale, di connettività spaziale (tra diverse porzioni del versante e tra i versanti ed il torrente) e di dinamica di sviluppo è indispensabile ai fini di una corretta interpretazione e previsione dei meccanismi di generazione di deflusso (Lehman et al., 2007; Hopp e McDonnell, 2009). Nella letteratura specifica recente sono presenti numerosi studi focalizzati principalmente sui fattori scatenanti la generazione di deflusso sottosuperficiale, tipicamente in termini di intensità della risposta e di attivazione dei pozzi piezometrici. In particolare, tra le caratteristiche fisiche ritenute più influenti sulla variabilità spazio-temporale del livello di falda si menzionano la topografia di bacino (includendo la distinzione tra area riparia e area di versante), la morfologia del versante, la topografia del substrato roccioso, le proprietà del suolo, in aggiunta all'entità dell'apporto meteorico e delle condizioni antecedenti di contenuto idrico del suolo. Tali fattori tendono spesso a interagire e a sovrapporsi rendendo incerta la comprensione e la previsione della generazione di deflusso sottosuperficiale. Inoltre, la marcata variabilità delle fluttuazioni del livello piezometrico nello spazio e nel tempo (Haught e van Meerveld, 2011; Bachmair et al., 2012; Dhaka e Sullivan, 2012) e l'insorgere di comportamenti non-lineari e di effetti a soglia (Detty e McGuire 2010a, b; Penna et al., 2011), rendono la concettualizzazione

della risposta idrologica di versante e di bacino ancora più complessa. Nonostante quindi numerosi ricercatori afferenti a diversi settori disciplinari (previsione di piene, suscettibilità al franamento superficiale e all'innescò di colate detritiche) abbiano rivolto l'attenzione sui meccanismi di generazione di deflusso sottosuperficiale, i processi fondamentali che governano le dinamiche della falda effimera in bacini montani non sono ancora completamente chiari.

L'analisi delle dinamiche spazio-temporali e dei principali fattori che determinano la formazione di deflusso sottosuperficiale a scala di versante viene generalmente condotta misurando le variazioni del livello di falda. Tali misure consentono di inferire in modo efficace la dinamica del trasporto sottosuperficiale tramite il monitoraggio della variazione della tavola d'acqua nel versante. Pertanto, nonostante si parli di "deflusso" (termine che fa supporre la misura di un volume nell'unità di tempo, come nel caso dei deflussi superficiali incanalati, dove il livello idrometrico viene convertito in portata), lo studio della dinamica del contributo sottosuperficiale viene effettuato analizzando le fluttuazioni del livello di falda. Esistono metodologie di osservazione alternative, la più conosciuta delle quali è rappresentata dalla misura diretta di deflusso sottosuperficiale mediante lo scavo di trincee perpendicolari al pendio e la misura diretta dei volumi di deflusso prodotti nell'unità di tempo. E' noto, tuttavia, che l'apertura di una trincea impone una condizione al contorno (pressione atmosferica sull'intera superficie di emungimento) che risulta non rappresentativa per le condizioni di deflusso sottosuperficiale che si intendono investigare. L'utilizzabilità delle misure da trincea per la quantificazione del trasporto idrico sottosuperficiale va quindi esaminata sempre con cura. Inoltre, problemi relativi alla natura dei terreni ed alla loro stabilità geotecnica possono rendere impraticabile tale opzione per versanti ripidi come quelli esaminati in questa tesi.

In questo contesto, la presente tesi di dottorato si prefigge di analizzare le risposte di deflusso sottosuperficiale di versante in ambiente alpino con lo scopo di identificare i controlli che dominano le dinamiche spaziali e temporali del livello piezometrico. In particolare, gli obiettivi specifici di questo studio sono:

- Identificare l'influenza della diversa topografia di versante e dello spessore del suolo e delle condizioni antecedenti sulle variazioni del livello di falda effimera;

- Indagare l'eterogeneità spaziale (tra area riparia e area di versante) e temporale (tra stagione secca e stagione umida) del deflusso sottosuperficiale a scala di piccolo bacino;
- Individuare i principali fattori che governano la non-linearità nella relazione tra deflusso sottosuperficiale e superficiale a scala di bacino.

La prima parte della tesi analizza il deflusso sottosuperficiale a scala di versante (Capitolo 4.1) investigando il ruolo delle caratteristiche dell'evento piovoso e delle condizioni antecedenti l'evento sulla risposta del deflusso sottosuperficiale. Viene poi valutato il ruolo della diversa morfologia di versante sui picchi del livello di falda, ed infine viene analizzata l'influenza della profondità del suolo sulla struttura temporale della risposta della falda effimera. La seconda parte della tesi (Capitolo 4.2) analizza il deflusso sottosuperficiale, a scala di versante, per un altro bacino sperimentale, indagando il ruolo delle caratteristiche dell'evento piovoso e delle condizioni antecedenti l'evento sul deflusso sottosuperficiale. Viene poi analizzata la non-linearità della relazione tra deflusso sottosuperficiale e portata del torrente, a scala di evento, proponendo una quantificazione di tale non-linearità, e cercando le principali cause che ne influenzano la grandezza. La terza parte della tesi (Capitolo 4.3) estende l'area di analisi a scala di piccolo bacino per indagare il ruolo della topografia di bacino (discretizzato nei suoi elementi topografici fondamentali, cioè area ripariale e versanti) sulla variabilità del deflusso sottosuperficiale. Nell'ultima parte della tesi viene valutata l'eterogeneità spazio-temporale del deflusso sottosuperficiale e la non-linearità nella relazione tra deflusso sottosuperficiale e portata del torrente. Viene proposto un metodo sia per la quantificazione della non-linearità a scala di evento che per la sua comparazione tra diversi eventi, e vengono indagate le variabili che contribuiscono maggiormente a determinare tale non-linearità.

2. STATO DELL'ARTE

REGIMI DEL DEFLUSSO SOTTOSUPERFICIALE

Il deflusso sottosuperficiale include le componenti di deflusso che si originano nella regione subaerea del versante dando luogo ad un contributo alla risposta idrologica di bacino durante un evento di precipitazione. I processi fisici che controllano tali componenti sono multipli. Alcuni processi sono associati direttamente al flusso nei percorsi preferenziali come i macropori, le reti di “pipeflow”, oppure ancora regioni caratterizzate da elevata conducibilità idraulica. La rapida risposta sottosuperficiale può derivare anche da una veloce risposta idraulica delle aree sature connesse di un versante, in seguito all'infiltrazione della precipitazione (Burt e Butcher, 1985).

I principali regimi di flusso a scala di versante possono essere distinti in flusso matriciale e in flusso preferenziale. Il flusso laterale saturo di matrice può essere un processo di deflusso sottosuperficiale che si verifica se l'acqua è già immagazzinata nel suolo all'interno di aree sature o quasi sature tra di loro connesse. Queste aree possono rispondere velocemente ad un incremento del gradiente idraulico dovuto all'infiltrazione dell'acqua. Questo processo può avvenire in versanti che presentano uno strato di suolo ad alta permeabilità, con alta capacità di infiltrazione, situato sopra uno strato di suolo a bassa permeabilità (ad es. roccia madre, orizzonte argilloso, ecc). Siccome l'accumulo di acqua in un versante è relativamente elevato rispetto all'apporto idrico della precipitazione, questo flusso di matrice spesso dà luogo ad un grande contributo di acqua pre-evento al torrente in quanto è necessaria una piccola quantità di acqua di evento per aumentare il gradiente idraulico nel versante e creare una falda effimera. Questo processo di deflusso viene spesso descritto in letteratura come flusso traslatorio (Burt, 1989), “transmissivity feedback” (Rodhe, 1987), o flusso laterale nell'interfaccia suolo-roccia madre (Tani, 1997). Il flusso laterale preferenziale avviene sia in particolari strutture del suolo dove l'acqua defluisce solo per gravità (macropori) o in zone a più alta permeabilità rispetto alla matrice di suolo circostante. I macropori del suolo o la roccia madre che presenta fessurazioni orientate prevalentemente in modo parallelo alla pendenza del versante possono trasportare in modo efficiente e rapido l'acqua dal versante al torrente (Beven e Germann, 1982). Il flusso nei

macropori orientati lateralmente può essere un fenomeno dominante in ambienti forestati dove i macropori sono creati dalle radici delle piante e dagli animali che scavano cunicoli. I macropori che sono allargati dall'erosione e sono connessi per una lunghezza di alcuni metri sono spesso denominati "soil pipes" (Anderson e Burt, 1990a; Jones, 1971). Se una rete connessa è originata dall'erosione interna, dall'eluviazione e dalla connessione dei macropori, il flusso attraverso tali condotti può fornire un effettivo aumento del drenaggio del versante. Comunque, i macropori disconnessi che si connettono idraulicamente durante gli eventi possono fornire un drenaggio efficiente del versante (Weiler et al., 2003). Se il substrato roccioso è permeabile, l'acqua può infiltrare nella roccia e quindi percolare verticalmente nelle fessure della roccia, annullando l'apporto dei macropori al deflusso sottosuperficiale, a scala temporale di evento di pioggia. Il regime di flusso preferenziale è descritto in letteratura come flusso preferenziale laterale (Tsuboyama et al., 1994) e "pipeflow" (Uchida et al., 1999), o flusso preferenziale laterale nell'interfaccia suolo-roccia madre (McDonnell, 1990).

EVOLUZIONE STORICA

Il deflusso sottosuperficiale, nella letteratura idrologica, è conosciuto anche come flusso laterale, flusso ipodermico, o ancora falda sotterranea effimera. Questa ricchezza terminologica è un sintomo della scarsa chiarezza concettuale che limita la comprensione del processo di risposta del deflusso sottosuperficiale all'evento di precipitazione. Alcuni studi hanno descritto il deflusso sottosuperficiale come un flusso nella zona insatura, mentre la maggioranza degli studi hanno mostrato che il deflusso sottosuperficiale è un fenomeno di flusso d'acqua saturo (o vicino alla saturazione) dovuto alla risalita di una falda esistente fino al raggiungimento di uno strato di suolo più trasmissivo (con conseguente deflusso laterale) oppure la saturazione temporanea sopra uno strato impermeabile o a conducibilità ridotta.

Nel corso degli studi in Svizzera relativi all'influenza della gestione forestale sul bilancio idrologico dei bacini montani, Engler (1919) ha riconosciuto tra i primi l'importanza del deflusso sottosuperficiale nella generazione di deflusso di bacini forestati. Sulla base dei suoi esperimenti concluse che il deflusso superficiale non si verifica nemmeno durante precipitazioni di elevata intensità. Egli osservò che l'acqua si infiltrava e scorreva

lateralmente in “innumerevoli venature” nel suolo o all’interfaccia suolo-substrato roccioso.

Hursh e Brater (1941) furono i primi a quantificare il ruolo del deflusso sottosuperficiale in senso stretto in un bacino. Il loro fondamentale lavoro mostrò che l’idrogramma di piena in risposta alla precipitazione nel bacino sperimentale forestato di Coweeta consisteva di due principali componenti: la precipitazione sul canale del torrente e il deflusso sottosuperficiale. In seguito, Hoover e Hursh (1943) mostrarono che la profondità del suolo, la topografia, e le caratteristiche idrologiche associate con le diverse quote influenzavano il valore del picco di portata.

Contributi chiave alla comprensione della dinamica del deflusso sottosuperficiale ed al suo contributo al bilancio idrologico alla scala di evento sono quelli di:

- Hewlett e Hibbert (1963) relativi ad un versante artificiale a pendenza costante con base cementata,
- Whipkey (1965) sul deflusso laterale preferenziale,
- Dunne e Black (1970) sul deflusso sottosuperficiale ai piedi di un versante e la sua interazione con l’area satura vicino al torrente,
- e Weyman (1973) sullo sviluppo del cuneo di saturazione.

I lavori più significativi furono, comunque, quelli che consentirono di descrivere il contributo del deflusso sottosuperficiale nel contesto del concetto di area contribuente variabile: Hewlett e Hibbert (1967) negli Stati Uniti, Cappus (1960) in Francia, e Tsukamoto (1961) in Giappone. Più tardi, Anderson e Burt (1978) fornirono una chiara dimostrazione sperimentale di come le depressioni topografiche e le vallecole costituiscano punti chiave per la loro capacità di connettere il deflusso sottosuperficiale di versante all’asse fluviale.

Freeze (1972) dimostrò, tramite un esperimento numerico ormai classico, che affinché il deflusso laterale sottosuperficiale contribuisca in modo significativo alla risposta idrologica di versante, è necessario che la conducibilità idraulica del suolo sia molto elevata. Nondimeno, i contributi di Beasley (1978), Harr (1977) e Mosley (1979) mostrarono chiaramente che il tempo di risposta e il tasso di flusso laterale del deflusso sottosuperficiale su versanti forestati ripidi poteva essere sufficientemente intense da costituire il principale contribuente del deflusso del torrente in bacini di testata. Esistono

quindi una serie di processi suscettibili di accelerare il processo di trasferimento dell'acqua sotterranea, sia in direzione verticale che in quella parallela alla pendice. Fra questi, quelli probabilmente più importanti sono rappresentati dai processi di trasporto preferenziale attraverso i macropori e le fessurazioni del suolo.

Un dibattito considerevole ha riguardato anche la datazione e l'origine del deflusso sottosuperficiale. Mosley (1979, 1982) condusse il primo studio completo sul deflusso sottosuperficiale nei bacini Maimai (Nuova Zelanda). Egli trovò una stretta coincidenza tra il tempo di raggiungimento del picco di portata nel torrente ed il tempo di raggiungimento dei picchi del deflusso sottosuperficiale, suggerendo sia un rapido movimento verticale dell'acqua nel profilo del suolo sia un movimento laterale verso la parte bassa del versante sotto forma di un cuneo di saturazione.

Pearce et al. (1986) e Sklash et al. (1986) continuarono i lavori nei bacini Maimai utilizzando metodologie di datazione dell'acqua tramite l'impiego di isotopi e trovarono che: (i) la maggior parte della miscelazione di acqua "vecchia" (pre-evento) e di acqua "nuova" (di evento) avveniva nel versante; e (ii) il deflusso di acqua sottosuperficiale che si immetteva nel torrente era una miscela isotopicamente uniforme dell'acqua immagazzinata nei versanti. Questa interpretazione negava direttamente l'ipotesi di Mosley (1979) secondo la quale il rapido trasferimento di acqua nuova attraverso i macropori formava la maggior parte del deflusso del torrente. Sklash et al. (1986) proposero il modello concettuale secondo il quale i cunei di saturazione nelle parti basse dei versanti e i picchi del livello di falda nelle aree adiacenti al torrente si sviluppavano velocemente non appena la precipitazione, infiltrandosi, convertiva la zona insatura in zona satura. Questo modello concettuale non aveva bisogno di fare riferimento al trasferimento veloce di acqua nuova verso la parte bassa del versante attraverso i macropori per spiegare la risposta del torrente, poiché l'acqua immagazzinata nel versante rappresentava la componente principale scaricata nel canale del torrente durante gli eventi.

McDonnell (1989, 1990) e McDonnell et al. (1991) combinarono i rilievi mediante traccianti isotopici e chimici per superare i limiti dei modelli concettuali precedentemente proposti. McDonnell trovò che: (i) il tempo di persistenza della falda nell'interfaccia suolo-roccia madre era molto breve; e (ii) l'interconnessione di canali preferenziali in quelle zone era sufficientemente estesa per spiegare la rapidità con cui avveniva l'abbassamento del livello di falda e la dissipazione della pressione dei pori. Perciò, McDonnell (1990)

propose un nuovo modello concettuale dove l'acqua nuova, infiltrandosi, si spostava in profondità, percolava sino all'interfaccia suolo-roccia madre e si propagava nella matrice di suolo, dove si miscelava con un gran volume di acqua vecchia immagazzinata nel suolo. Questa falda effimera veniva dissipata da un sistema di canali interconnessi presente nell'interfaccia tra suolo minerale e substrato roccioso. Questi studi furono seguiti da Woods e Rowe (1996) e Brammer et al. (1995) i quali mostrarono che la topografia della superficie della roccia madre giocava un ruolo dominante sulla concentrazione spaziale del deflusso sottosuperficiale lungo il versante.

Montgomery et al. (1997), lavorando su un versante ripido con suolo caratterizzato da elevata conducibilità idraulica nell'Oregon Coast Range (USA), osservarono che la risposta iniziale del deflusso sottosuperficiale dipendeva dalla profondità ed era più veloce in condizioni umide. Inoltre, essi notarono che il picco del livello di falda misurato nei piezometri della parte alta del versante avveniva fino a cinque ore dopo il picco di portata, probabilmente riflettendo la forte correlazione tra profondità del suolo e distanza dal torrente. Moore e Thompson (1996) studiarono le fluttuazioni della falda transitoria dei piezometri installati su un bacino di testata in British Columbia (Canada). La loro ricerca mostrò che le risposte del livello di falda effimera erano sincrone e, quindi, assomigliavano alla relazione lineare accumuli-deflussi comune ai modelli idrologici come, ad esempio, TOPMODEL (Beven e Kirkby, 1979). Seibert et al. (2003), usando dati dettagliati di livello di falda in due versanti opposti di un bacino svedese, testarono la validità dell'assunzione dello stato stazionario nella relazione tra livelli di falda e portata del torrente. Osservarono che le dinamiche del livello di falda erano diverse tra l'area riparia e l'area di versante, e la correlazione tra livello di falda e portata decresceva in modo marcato per i piezometri posizionati oltre i 40 metri dal torrente. Perciò, conclusero che l'assunzione dello stato stazionario non era valida per quel bacino. In modo analogo, Haught e van Meerveld (2011), in un versante di 220 m² in British Columbia (Canada) notarono che la falda effimera variava in funzione della distanza dal torrente, ed i piezometri di versante avevano una minor risposta, un livello di falda misurabile per un periodo di tempo più breve, e correlazioni più deboli con la portata rispetto a piezometri posizionati più vicino al torrente. Conclusero, analogamente a Seibert et al. (2003), che l'ipotesi dello stato stazionario non era applicabile per il loro versante di studio a causa della variabilità spaziale del livello di falda e della risposta idrologicamente limitata. Rodhe e Seibert (2011), analizzando le dinamiche del deflusso sottosuperficiale in un

bacino svedese, osservarono notevoli differenze nella risposta del livello di falda lungo il versante, scartando l' idoneità dell'assunzione dello stato stazionario. Inoltre, contrariamente ad altri studi (Frisbee et al., 2007; Inambdar e Mitchell 2006, 2007; Haught e van Meerveld, 2011; Vidon, 2011), identificarono una risposta più veloce del livello di falda nella parte alta del versante, probabilmente spiegabile dalla conformazione topografica del versante, che presenta un avvallamento nella parte alta. Anderson et al. (2010), lavorando in un bacino dell'isola di Vancouver (British Columbia, Canada) osservarono una scarsa relazione tra l'area contribuente e la correlazione tra il livello di falda ed il torrente. Notarono, inoltre, un'elevata variabilità di risposta tra piezometri che sembravano simili, e misero in relazione questo comportamento con l'effetto del diverso spessore del suolo e della micro-topografia complessa.

SIGNIFICATO DELLA VARIABILITÀ DELLO SPESSORE DEL SUOLO NELLA DINAMICA IDROLOGICA DI VERSANTE

La profondità del suolo è una caratteristica importante in idrologia di versante (Tromp Van-Meerveld e McDonnell, 2006), ma generalmente non viene presa in considerazione nella letteratura riguardante il deflusso sottosuperficiale, dove viene assunto che il suolo abbia uno spessore uniforme disposto sopra un substrato roccioso impermeabile. Le variabili idrologiche influenzano i processi geomorfologici che determinano i deflussi, i quali contribuiscono alla modellazione del paesaggio. L'interfaccia dove si verificano tali processi è rappresentata dalla cosiddetta zona critica, cioè lo strato sottile di suolo dove interagiscono le rocce, il suolo, i gas atmosferici e l'acqua (Anderson et al., 2007). Avviene, quindi, un'interazione tra i processi di trasporto di sedimento e i processi di evoluzione del paesaggio, tra cui l'erosione, la deposizione e la produzione di suolo. Anche i fattori geologici, biologici e idrologici interagiscono nell'evoluzione della zona critica la cui estensione costituisce il volume di controllo per molti processi idrologici ed ecologici (Dietrich e Perron, 2006). Dal punto di vista idrologico, la distribuzione spaziale dello spessore dei suoli è stata identificata come uno dei fattori che influenzano il bilancio idrologico (Hewlett e Hibbert, 1967). Più recentemente, è stato dimostrato che la profondità del suolo influenza i tempi di residenza dell'acqua e le aree sorgenti del deflusso diretto (Sayama e McDonnell, 2009; Botter et al., 2010). Questo dimostra lo stretto legame necessario tra l'idrologia e la pedologia nella previsione dei flussi d'acqua a

scala di bacino (Lin et al., 2006; McDonnell et al., 2007). La produzione di suolo, oltre che dai processi di trasporto, è determinata da fattori abiotici (ad esempio i cicli gelo-disgelo, la deformazione di taglio) e da fattori biotici (ad esempio l'azione delle radici degli alberi, e la realizzazione di cunicoli da parte di animali ed insetti) (Dietrich et al., 1995; Heimsath et al., 1997; Gabet et al., 2003). La funzione della produzione di suolo è stata stimata, con tecniche di datazione isotopica, come esponenzialmente decrescente con la profondità (Dietrich et al., 1995; Heimsath et al., 1997). Altri studi (Anderson et al., 2002; Saco et al., 2006) hanno osservato, comunque, che il contenuto idrico del suolo è un fattore predisponente di molti processi di produzione del suolo, sia direttamente (attraverso i cicli gelo-disgelo o favorendo la degradazione chimica) che indirettamente (consentendo la crescita della vegetazione e contribuendo alla degradazione fisica e chimica della roccia).

La distribuzione spaziale dello spessore del suolo è determinata dall'interazione di diversi fattori quali la topografia, il materiale parentale, il clima, e i processi biologici, chimici e fisici (Summerfield, 1997; Pelletier e Rasmussen, 2009; Nicotina et al., 2011). Di conseguenza, la profondità del suolo ha un'elevata variabilità spaziale e la sua previsione non è facile. Inoltre, il rilievo della profondità del suolo è difficile da effettuare anche per piccoli bacini (Dietrich et al., 1995), e richiede molto tempo. Per questo motivo alcuni studi hanno rivolto la loro attenzione alla modellazione dello spessore dei suoli ed alle modalità di interazione dei processi idrologici con la produzione di suolo ed il trasporto di sedimenti. Dietrich et al. (1995) suggerirono un approccio basato sul processo di formazione dei suoli per la previsione della distribuzione spaziale della profondità di suoli colluviali. Secondo tale approccio, la curvatura topografica può essere considerata un surrogato per la produzione di suolo. Heimsath et al. (1997, 1999) validarono la relazione tra curvatura e produzione di suolo in un sito della Tennessee Valley (California). Questo approccio è stato incorporato da Saco et al. (2006) in un modello di evoluzione del paesaggio per valutare la dipendenza della produzione di suolo sull'umidità del suolo simulata. Comunque, i vari approcci per la previsione della profondità del suolo ottennero solo un successo parziale (Tesfa et al., 2009). Alcuni studi applicarono metodi statistici per identificare le relazioni tra la profondità del suolo e le variabili topografiche (ad esempio pendenza, wetness index, curvatura, area contribuente, distanza dalla cresta del versante) (Gessler et al., 1995; Tesfa et al., 2009; Catani et al., 2010). Alcuni di questi lavori ottennero delle buone capacità predittive per queste relazioni statistiche. Ad esempio, Tesfa et al. (2009) mostrarono che i loro modelli statistici erano in grado di spiegare circa la

metà della variabilità della profondità del suolo misurata, ottenendo un risultato importante, data la complessità delle variazioni della profondità del suolo.

NON LINEARITÀ DEI PROCESSI IDROLOGICI SOTTOSUPERFICIALI

I processi coinvolti nella produzione di deflusso sottosuperficiale sono spesso caratterizzato da effetti a soglia e comportamenti non lineari. I processi idrologici non lineari sono stati ampiamente analizzati nella letteratura recente, a causa della loro frequenza nei processi di generazione di deflusso sia a scala di versante che a scala di bacino. Secondo Phillips (2003), un sistema idrologico è non lineare se i deflussi non sono proporzionali agli afflussi per tutta la durata degli afflussi. In tal senso, sia i) le soglie che ii) i cicli isteretici sono prodotti della non linearità.

Una soglia può essere definita come il punto nel quale il comportamento di un sistema cambia (Phillips, 2003). In bacini di piccola e media scala, le soglie vengono comunemente trovate nella relazione tra portata (o deflusso diretto o coefficiente di deflusso) e umidità del suolo (Tromp-van Meerveld e McDonnell, 2005; James e Roulet, 2007, 2009; Latron e Gallart, 2008; Zehe et al., 2010; Penna et al., 2011; Radatz et al., 2012) o la combinazione tra umidità del suolo antecedente e precipitazione cumulata di evento (Detty e McGuire 2010a, b). Analogamente, sono state osservate delle soglie tra l'umidità del suolo ed il livello di falda (Tromp-van Meerveld e McDonnell, 2006a, b) e nella relazione tra coefficiente di deflusso ed intensità di precipitazione (Radatz et al., 2012). In tutti questi casi, le soglie si sono manifestate come un brusco cambiamento della variabile dipendente (deflusso superficiale e sottosuperficiale) non appena veniva superato un certo valore della variabile indipendente (umidità del suolo, precipitazione).

I fenomeni di isteresi appaiono frequentemente nella fisica, nell'ingegneria, ma anche nelle scienze naturali, economiche e sociali. Consistono in relazioni di "causa ed effetto" (input-output) che presentano particolari proprietà di memoria. L'isteresi in idrologia può essere osservata a diverse scale e per diversi processi, il più conosciuto dei quali è senz'altro il fenomeno di isteresi che caratterizza i flussi nel suolo non saturo e che emerge nelle funzioni di ritenzione idrica (O'Kane e Flynn, 2007).

Una tipologia di isteresi che ha particolari conseguenze sul funzionamento idrologico di bacino è la relazione isteretica tra lo stato idrico di un bacino (il volume d'acqua

immagazzinato nel suolo) ed il corrispondente deflusso. In altri termini, il processo si osserva quando ad uno stesso valore di stato idrico corrispondono due diversi valori di deflusso a seconda del segno della variazione attuale di stato (e quindi a seconda che lo stato idrico stia incrementando o diminuendo di valore) (Dooge and O’Kane, 2004).

Beven (2006) mostrò che il deflusso per un certo stato di accumulo d’acqua non è lo stesso durante la fase di ricarica che durante la fase di deflusso, e questo genera isteresi nella relazione tra accumulo d’acqua nel suolo e deflussi. Data la molteplicità dei possibili fattori di controllo e visto che il deflusso dipende anche dalla storia della dinamica di variazione di immagazzinamento del bacino, non è possibile identificare una singola relazione tra stato idrico e deflusso. Al contrario, invece, esiste un numero potenzialmente infinito di relazioni che dipendono sia dal segno della variazione attuale di immagazzinamento idrico nel bacino, sia dai precedenti cicli di variazione dello stato idrico (Xu et al., 2012).

Studi precedenti, basati sia su un approccio sperimentale che modellistico, hanno mostrato il verificarsi di isteresi nella relazione accumuli-deflussi in diversi ambienti ed in diverse condizioni. Myrabø (1997) osservò un comportamento isteretico nella relazione tra deflusso e livelli di falda misurati in diversi punti di un bacino in Norvegia. Spiegò questo fenomeno riferendosi al ritardo causato dagli effetti dell’accumulo e del trasferimento d’acqua, suggerendo che l’insieme dell’acqua di falda contribuiva al picco di piena, generando un picco di deflusso ritardato. Lo stesso autore trovò che quando il deflusso è dominato da processi idrologici veloci, come il deflusso superficiale, i ritardi erano trascurabili e l’effetto isteretico svaniva. Inoltre, osservò piccoli effetti isteretici quando i livelli di falda del bacino erano bassi, cioè quando i processi lenti (drenaggio della falda profonda) dominavano la risposta idrologica (Myrabø, 1997). Analogamente, McGlynn et al. (2004), analizzando l’effetto scala sulla tempistica del deflusso e le relazioni tra livello di falda e portata del torrente nel bacino Maimai (Nuova Zelanda), osservarono dei marcati cicli isteretici tra portata e livello di falda nell’area riparia del bacino di 280 ha, che variavano a seconda delle condizioni di umidità antecedenti e dell’entità della precipitazione. Nei bacini di dimensioni inferiori, la relazione tra portata e livello di falda era coerente nel corso dell’anno e mostrava una minima isteresi (McGlynn et al., 2004). Kendall et al. (1999), studiando i processi di generazione di deflusso in un bacino forestato di testata nel Vermont (USA), osservarono isteresi nella relazione tra portata e livello di falda durante eventi di fusione nivale. In particolare, notarono diverse tipologie di isteresi a

seconda della posizione del pozzo piezometrico: in area riparia il ciclo isteretico assumeva un andamento orario (il livello di falda era più alto sul ramo di concentrazione rispetto al ramo di recessione, per lo stesso livello di portata) suggerendo che l'area riparia contribuiva in modo determinante durante il ramo di concentrazione dell'idrogramma di piena. Al contrario, nelle aree di versante l'isteresi assumeva un andamento antiorario (la risposta della falda era ritardata rispetto all'incremento di portata), indicando che il deflusso dal versante controllava la recessione dell'idrogramma (Kendall et al., 1999). Lavorando a scala spaziale più ampia, Allen et al. (2010) usarono anche diagrammi di isteresi tra livelli di falda e portata per studiare i ritardi e le tempistiche associate a dei bacini acquiferi in British Columbia (Canada). I risultati permisero di ricavare un sistema di interpretazione delle risposte degli acquiferi, mostrando che la magnitudine e la tempistica delle fluttuazioni del livello di falda non erano dipendenti solo dalle caratteristiche di accumulo e di permeabilità dell'acquifero, ma anche dal fatto che il sistema si trovasse in uno stato di ricarica o di deflusso (Allen et al., 2010).

3. AREA DI STUDIO

L'area di studio (Figura 3.1) è rappresentata da un sottobacino di un affluente di sinistra del Torrente Cordevole, situato tra l'abitato di Arabba e il Passo Pordoi: il rio Vauz (1.9 km²). Il Rio Vauz è incluso nel bacino sperimentale di La Vizza (7.3 km²).

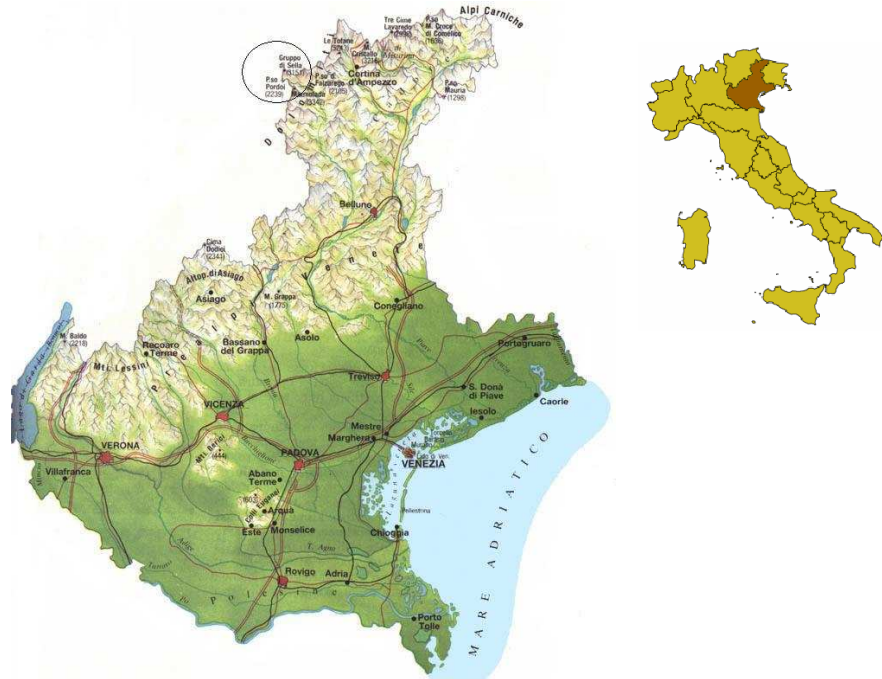


Figura 3.1: Localizzazione dell'area di studio nella Regione Veneto.

3.1 IL BACINO DEL CORDEVOLE (CHIUSO A LA VIZZA)

Il bacino sperimentale del torrente Cordevole (7.9 km²), con sezione di chiusura in località La Vizza (1810 m s.l.m.), è situato nell'area dolomitica a monte dell'abitato di Arabba, nel Comune di Livinallongo del Col di Lana (BL). Il torrente Cordevole ha, in questo tratto, un andamento da ovest a est (Figura 3.2), ed è collocato in modo tale da dividere il bacino in due parti sostanzialmente di uguale estensione planimetrica, anche se sbilanciate dal punto di vista altimetrico. La sezione di chiusura è posizionata in corrispondenza della stazione idrometrica ARPAV posta in località La Vizza.

A nord il bacino culmina nella cima del Piz Boè con una quota di 3152 metri per digradare, verso ovest, fino al Passo Pordoi (2239 metri s.l.m.). A sud il limite del bacino è dato dalla

catena culminante nel Sass Ciapèl, alto 2557 metri. Le pendenze sono generalmente piuttosto accentuate: caratteristica è però la presenza, nella zona nord del bacino, di alcune aree relativamente pianeggianti di estensione non trascurabile (Figura 3.2). Le principali caratteristiche morfometriche del bacino vengono riportate in Tabella 3.1.

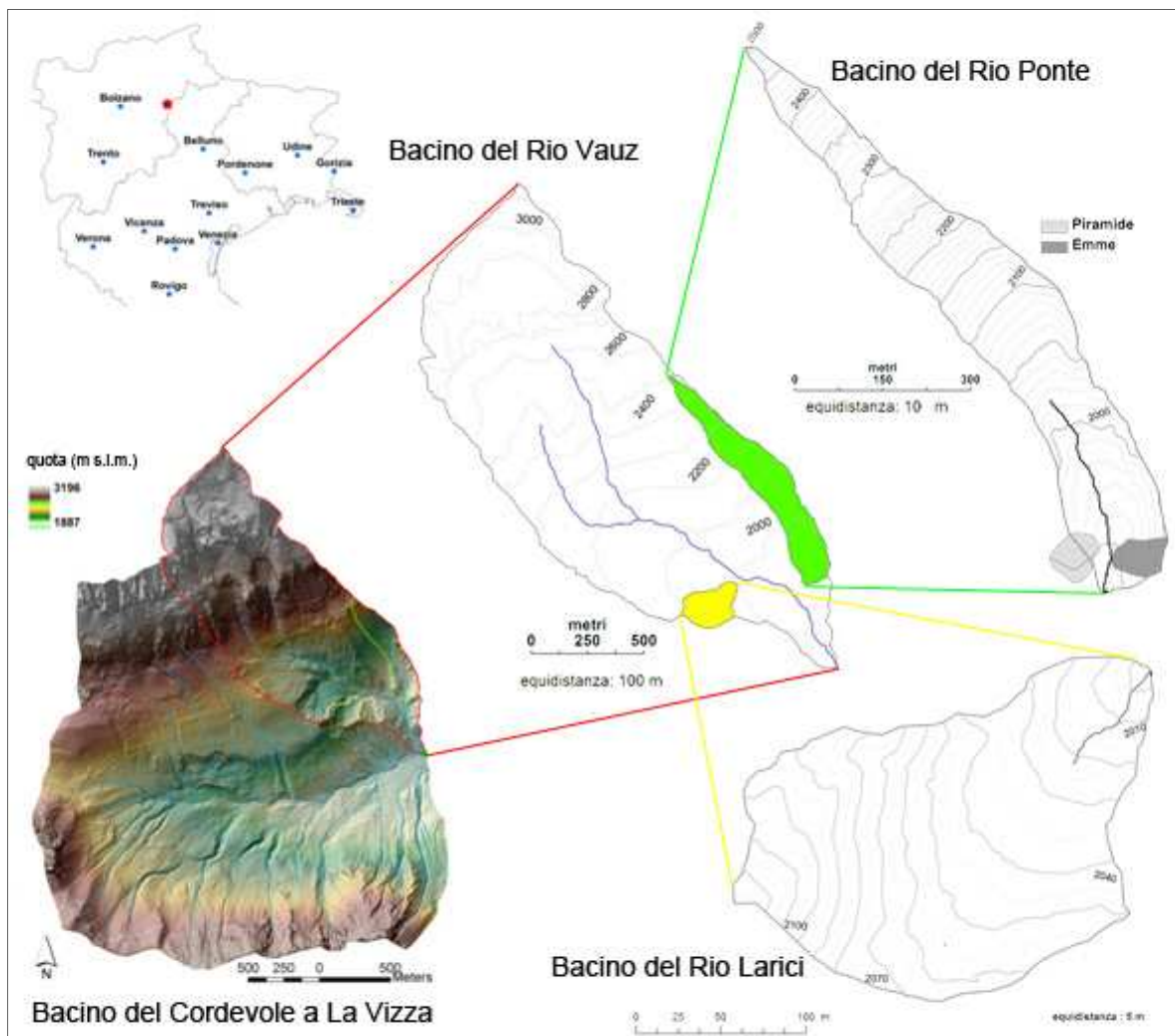


Figura 3.2: Mappa del bacino del Torrente Cordevole chiuso a La Vizza, con il bacino del Rio Vauz e la localizzazione dei sottobacini del Rio Ponte e del Rio Larici.

Da un punto di vista geomorfologico, il bacino del Cordevole presenta evidenti tratti caratteristici della morfologia glaciale: nella parte settentrionale, dov'è per altro ubicato il sottobacino del Rio Vauz (1,9 km²), depositi morenici danno vita ad altipiani dalle dolci pendenze mentre a sud risaltano gli effetti dell'erosione glaciale: numerose piccole, strette e profonde valli. Nella parte apicale a nord del bacino v'è abbondanza di dolomia, la quale è particolarmente resistente all'erosione, essa è infatti una roccia molto permeabile così da permettere all'acqua di infiltrarsi con facilità generando importanti acquiferi.

I depositi alluvionali sono costituiti da detriti di rocce, i cui frammenti più grossolani favoriscono ampie zone di infiltrazione e la formazione di acquiferi. La permeabilità dei depositi morenici dipende sostanzialmente dal consolidamento del substrato e dalla distribuzione della granulometria: a volte, infatti, i depositi morenici hanno una buona capacità di accumulo delle acque sottosuperficiali.

Tabella 3.1: Caratteristiche principali del bacino del Torrente Cordevole chiuso a La Vizza.

Superficie	7,9 km ²
Altitudine massima	3.152 m s.l.m.
Altitudine minima	1.815 m s.l.m.
Altitudine media	2.274 m s.l.m.
Pendenza media	27,4°

I dati idro-meteorologici sono stati raccolti in un'area che ricade nel bacino alpino del Rio Vauz (*Ru de Vauz*), un affluente di sinistra del Torrente Cordevole.

All'interno del bacino del Rio Vauz, sono stati strumentati due bacini sperimentali: il bacino del Rio Ponte (0.14 km²) e il bacino del Rio Larici (0.033 km²) (Figura 3.2 e 3.3). I siti sperimentali sono raggiungibili percorrendo la strada che da Arabba sale al Passo Pordoi fino alla seggiovia "Pont de Vauz" (1939 m s.l.m.). Si prosegue poi a piedi, su un sentiero, per circa venti minuti.

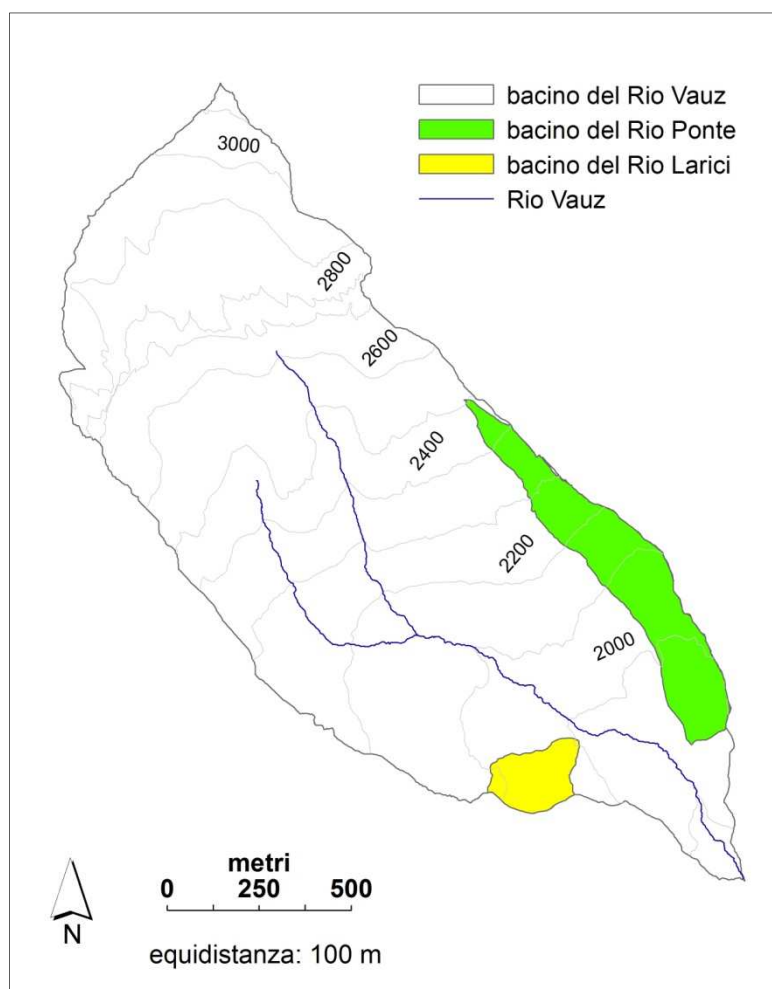


Figura 3.3: Mappa del bacino del Rio Vauz con localizzazione del sottobacino del Rio Ponte e del Rio Larici.

3.2 IL BACINO DEL RIO VAUZ

Il bacino del Rio Vauz (1.9 km²) è situato nella parte settentrionale del bacino del Cordevole, ed è un suo affluente di sinistra orografica; esso può essere diviso in tre unità morfologiche (Figura 3.4):

- una **parte alta** (3152-2200 m s.l.m) in cui prevalgono pareti rocciose subverticali. Dal punto di vista geologico, tale zona è costituita da Dolomia dello Sciliar poggiate su formazione di San Cassiano. Il substrato è caratterizzato da un'alternanza di strati di matrice calcarea fratturata e depositi di cenere vulcanica;
- una **parte media** (2200-2000 m s.l.m) costituita da un altopiano di pendenza limitata con sporadici individui di abete rosso (*Picea abies*) e larice (*Larix decidua*);
- una **parte bassa** (2000-1835 m s.m.l) in cui si trovano versanti molto acclivi con qualche elemento arboreo. In questa zona, a causa dell'elevata pendenza (40% circa), l'acqua di ruscellamento incide il versante portando alla formazione di evidenti impluvi.

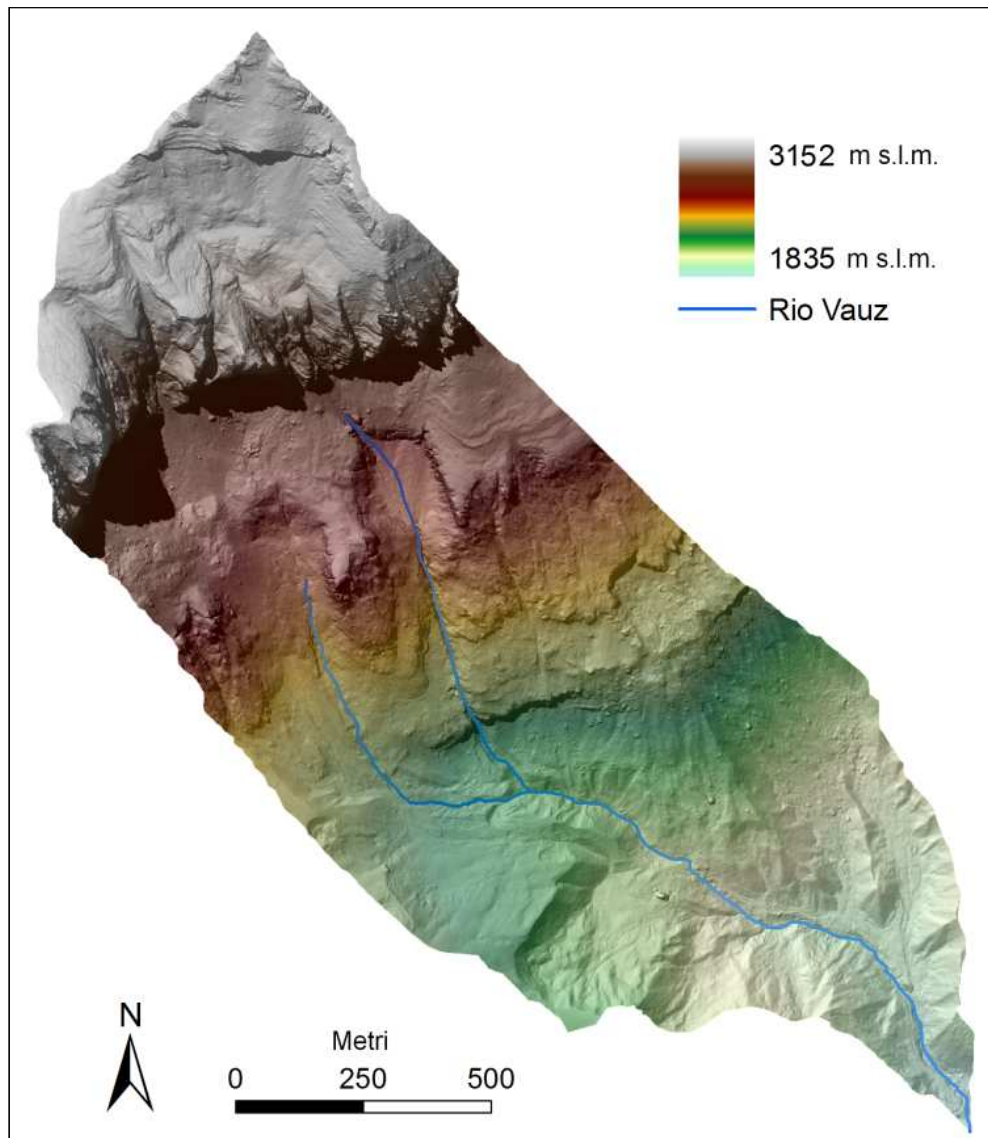


Figura 3.4: Topografia del bacino del Rio Vauz.

Per le sue caratteristiche, il bacino del Rio Vauz può essere considerato morfologicamente ed idrologicamente rappresentativo dei bacini di testata nella regione dolomitica. Al piede dei versanti si trovano aree di ristagno parzialmente colmate da materiale alluvionale. La potenza del suolo è compresa da un minimo di 0.20 m fino a un massimo di 1.35 m, con andamento crescente procedendo verso il piede del versante. Dove la potenza è maggiore si può notare la presenza negli strati più superficiali di materiale organo-minerale; tale strato si riduce notevolmente dove sono presenti fenomeni di ruscellamento particolarmente intensi. Man mano che la potenza aumenta diminuisce la componente organica a favore di quella minerale.

Le principali caratteristiche morfologiche del bacino del Rio Vauz sono riassunte in Tabella 3.2.

Tabella 3.2: Caratteristiche principali del bacino del Rio Vauz.

Superficie	1,9 km ²
Altitudine massima	3.152 m s.l.m.
Altitudine minima	1.835 m s.l.m.
Altitudine media	2.401 m s.l.m.
Pendenza media	27,4°

La precipitazione annuale media è di 1220 mm, il cui 49% è costituito da precipitazione nevosa (Figura 3.5). Il picco massimo viene registrato ad inizio estate, mentre un altro picco si presenta in autunno. Nelle parti basse del bacino il periodo di copertura da neve dura da Novembre ad Aprile, raggiungendo l'altezza massima di circa 1.5 m in Aprile. Le parti alte del bacino sono sgombrere da neve solo per tre mesi l'anno, da Luglio a Settembre, e l'altezza massima della neve raggiunge i 3 m. Nei mesi di Maggio e Giugno, il deflusso è generalmente dominato dalla fusione nivale, ma le precipitazioni estive ed autunnali rappresentano un contributo importante al regime di portata. La temperatura media mensile varia da -5.7 °C nel mese di Gennaio a 14.1 °C nel mese di Giugno. L'area di studio rientra nel distretto climatico endalpico (Del Favero e Lasen, 1993), caratterizzato da basse temperature, con marcata escursione termica, e precipitazioni che tendono a distribuirsi secondo un regime continentale.

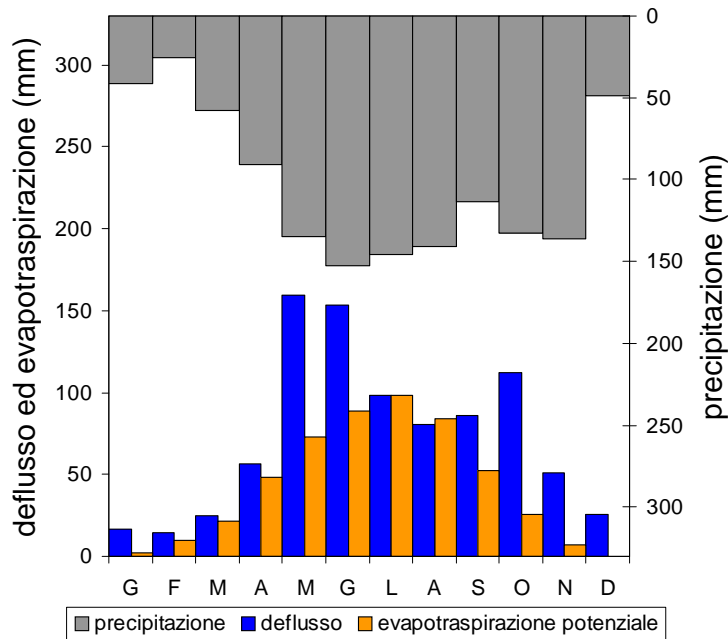


Figura 3.5: Distribuzione mensile dei valori di precipitazione, deflusso ed evapotraspirazione potenziale mensili per il bacino del Rio Vauz.

3.3 BACINO SPERIMENTALE DEL RIO PONTE

Il bacino del Rio Ponte (0.14 km^2) presenta un'elevazione variabile da 1932 m s.l.m. a 2515 m s.l.m. (Figura 3.6). Il sito è densamente vegetato da praterie alpine, mentre gli alberi sono presenti sporadicamente, allo stato arbustivo. Nella parte bassa del bacino del Rio Ponte sono stati scelti due versanti al fine di raccogliere i dati di umidità del suolo e di piezometria; i due versanti sono costituiti da depositi morenici coperti da un suolo di spessore variabile. I siti sperimentali sono stati denominati "Piramide" (0.46 ha) e "Emme" (0.47 ha), ispirandosi alle loro caratteristiche morfologiche.

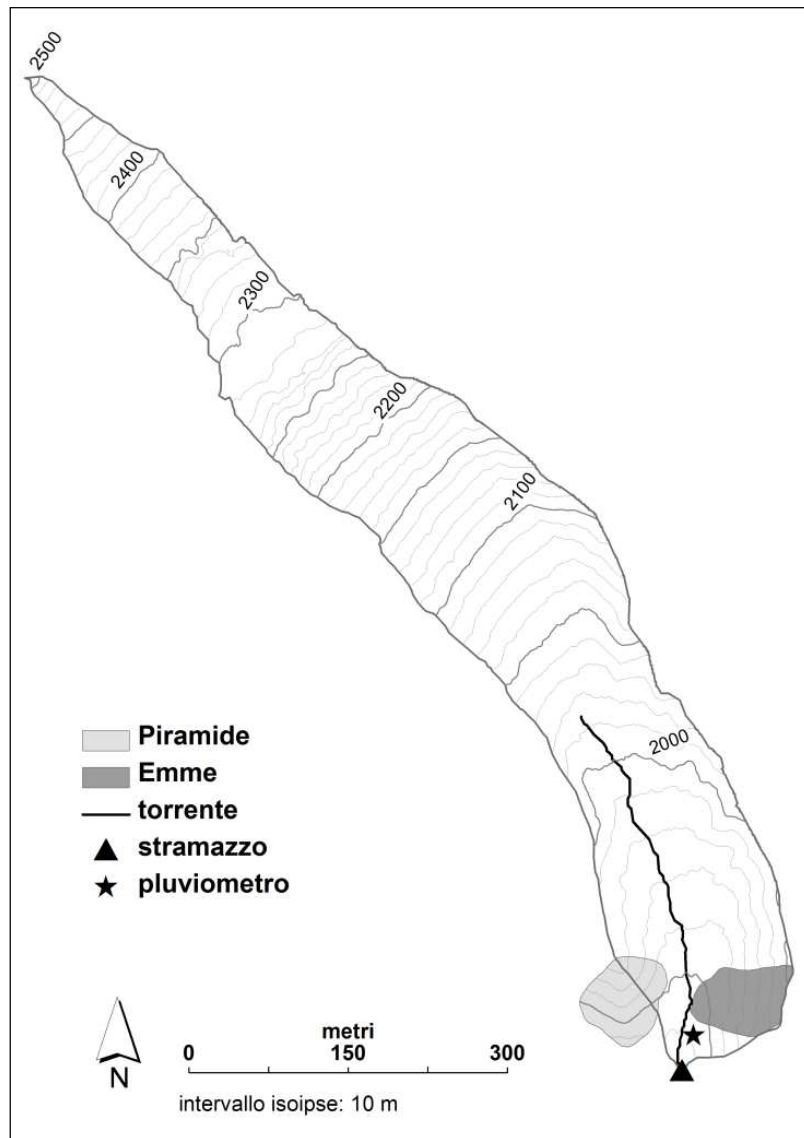


Figura 3.6: Il bacino del Rio Ponte ed i versanti sperimentali Piramide ed Emme.

Piramide

Piramide comprende un versante molto divergente, con un'area di circa 0.46 ha. Il versante ha un'esposizione prevalente a sud-est, sebbene siano presenti pressochè tutte le esposizioni tra est e ovest. L'altitudine varia tra 1930 e 1975 m s.l.m. Il profilo del suolo consiste in un orizzonte ricco in materiale organico (nei primi 10 cm), che ricopre un sottosuolo minerale, che a sua volta poggia su deposito glaciale e roccia madre sgretolata. Il suolo minerale è prevalentemente argilla limosa (55% argilla, 25 % limo, profondità 10-

40 cm). La profondità del suolo sopra il deposito glaciale e la roccia madre compatti varia da 60 cm sulla cresta a oltre 100 cm alla base del versante. Sul versante non sono presenti corsi d'acqua permanenti.

Emme

Emme è un versante con un'esposizione dominante ad ovest, e copre un'area di 0.47 ha. La quota varia da 1935 m s.l.m., alla base, a 1996 m s.l.m., sulla cresta. Alla base, vicino al Rio Ponte, il versante è caratterizzato da bassi valori di pendenza, e dopo un piccolo pianoro, la pendenza cresce bruscamente, raggiungendo valori di 45° e oltre. Il profilo del suolo è sostanzialmente simile a quello di Piramide, con un sottile orizzonte organico, e una rilevante potenza del suolo, il cui principale minerale è l'argilla. La profondità del suolo varia con la posizione nel sito: basse profondità si trovano ai piedi del versante, vicino al torrente, dove il suolo raggiunge la saturazione piuttosto facilmente durante gli eventi temporaleschi. Il versante non presenta corsi d'acqua permanenti, ma in varie occasioni, durante e dopo eventi temporaleschi, anche se non particolarmente intensi, è possibile osservare una gran quantità d'acqua defluire dalla base del versante, prima del cambio di pendenza.

Sono state effettuate dettagliate analisi chimiche e fisiche su campioni di suolo raccolti ogni 10 cm da un profilo di 70 cm scavato alla base del versante Piramide. Il suolo è stato classificato come Cambisuolo con mull, caratterizzato da un sottile strato di sostanza organica, fortemente sviluppato dall'attività della pedofauna. La porosità media varia dal 70.5% nei primi 10 cm di suolo al 45.0% negli strati più profondi, con un valore medio di 57.6% lungo l'intero profilo. I macropori, i mesopori e i micropori rappresentano rispettivamente il 59%, il 7% e il 34% della porosità totale. Il contenuto di argilla decresce all'aumentare della profondità, passando dal 73.3% al 44.4%; il contenuto di limo aumenta all'aumentare della profondità, con valori compresi tra il 15.6% e il 28.3%, mentre il contenuto di sabbia varia tra il 9.2% e l'1.4%. La densità del suolo varia tra 1.89 gcm⁻³ nei

primi 2 centimetri del suolo (dove c'è il più alto contenuto di sostanza organica) e 2.31 gcm^{-3} nello strato a 60-70 cm di profondità. La conducibilità idraulica media misurata con un permeometro di Guelph alla profondità di 5 e 10 cm è di $1.1 \times 10^{-6} \text{ ms}^{-1}$.

Alcuni indici topografici, calcolati per entrambi i versanti (Tabella 3.3) hanno confermato una diversità morfologica generale tra i due siti: la pendenza media è molto simile, ma Emme è più concavo (cioè, valori inferiori di curvatura) rispetto a Piramide e mostra una maggior propensione all'accumulo di acqua (cioè, valori maggiori di area contribuyente e TWI).

Tabella 3.3: Valori medi degli indici topografici selezionati per i due versanti sperimentali.

Indice	Piramide	Emme
Curvatura (-)	1.2	0.6
Area contribuyente (m^2)	22.0	52.4
Pendenza ($\tan \beta$)	0.68	0.69
Pendenza ($^\circ$)	32.9	33.3
TWI (-)	3.0	3.5

3.4 BACINO SPERIMENTALE DEL RIO LARICI

Il bacino del Rio Larici (Figura 3.7 e 3.8) si estende su un'area di 0.033 km^2 e la sua quota varia da 1970 m s.l.m. alla confluenza con il Rio Vauz fino a 2120 m s.l.m. Le pendenze più elevate (fino a 48°) si riscontrano nella parte alta (approssimativamente tra 2050 e 2120 m s.l.m.) e nella parte bassa (approssimativamente tra 1970 e 2010 m s.l.m.), dove la valle è stretta e il torrente è confinato (Figura 3.8). La parte centrale è caratterizzata da una topografia più dolce, specialmente a quote comprese tra 2030-2040 e 2010-2020 m s.l.m., dove il suolo è spesso saturo o, comunque, vicino alla saturazione (come osservato durante le campagne di misura, e come indicato dalla vegetazione presente, come *Eriophorum scheuchzeri* ed *Equisetum sp.*). Il bacino è attualmente indisturbato dall'attività antropica, e densamente vegetato, con praterie alpine, cespugli sparsi e pochi alberi (*Larix decidua* e *Picea Abies*).

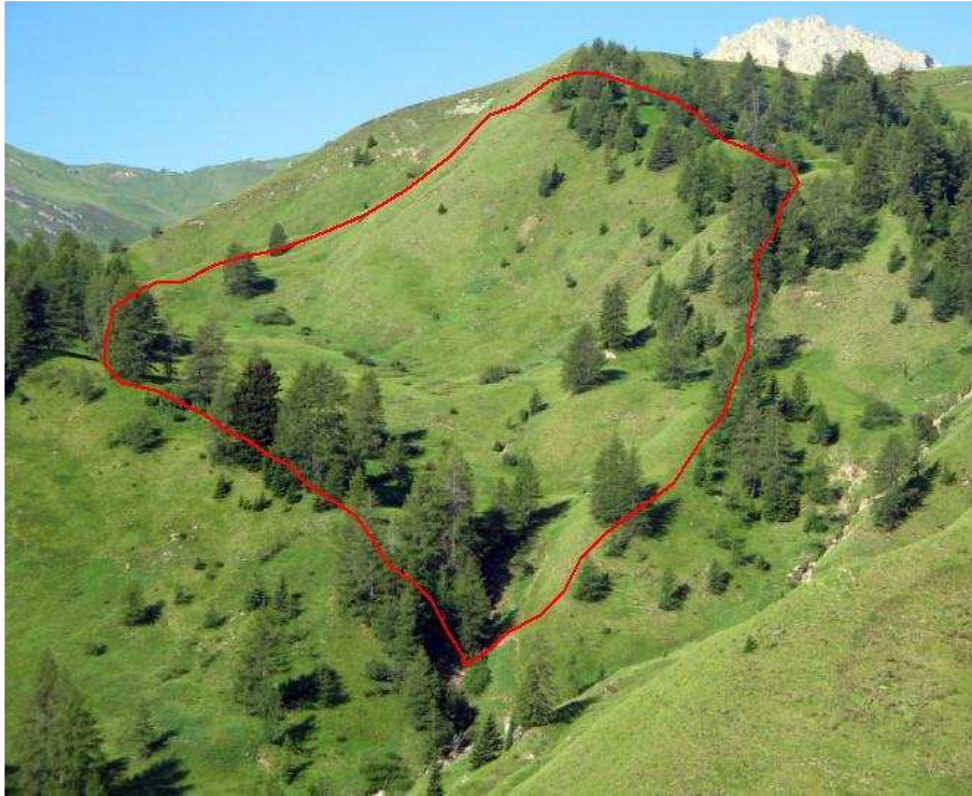


Figura 3.7: Foto dell'area del Rio Larici, con delimitazione del bacino idrografico.

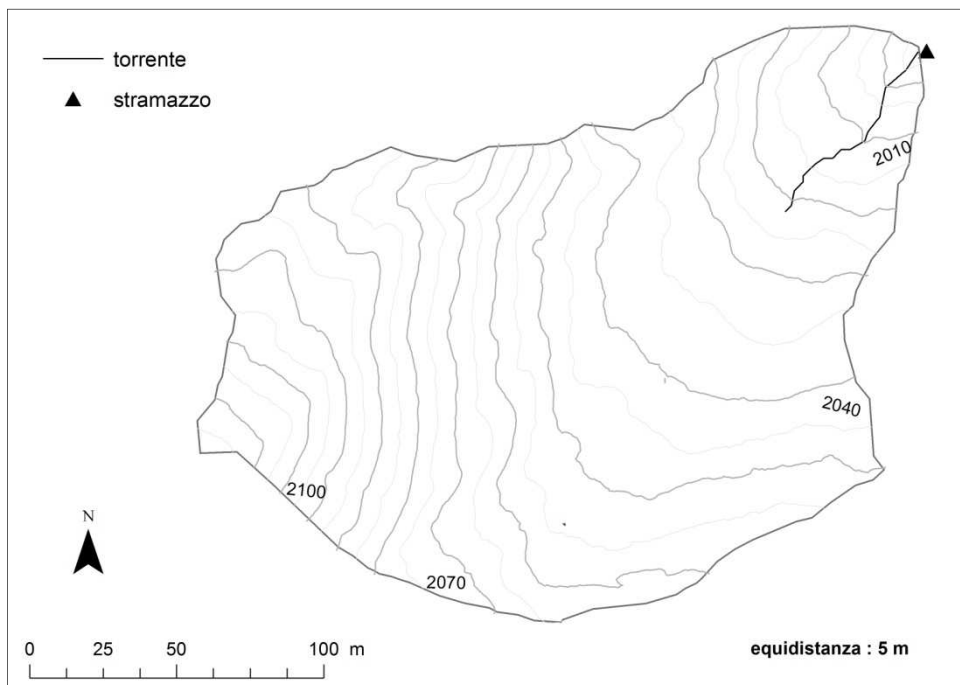


Figura 3.8: Mappa del bacino del Rio Larici.

4. MATERIALI E METODI

4.1. STRUMENTAZIONE

4.1.1 MISURA DI PRECIPITAZIONE E TEMPERATURA

La misura della precipitazione è stata effettuata mediante due pluviometri a bascula (Onset Computer Corporation, USA): uno è stato installato sul bacino del Rio Ponte ed uno sul bacino del Rio Larici. La temperatura dell'aria è stata misurata con l'impiego di un termometro (Onset Computer Corporation, USA) installato tra i versanti Piramide ed Emme (bacino del Rio Ponte). Tutti gli strumenti sono stati posizionati lontano da ostacoli, ad un'altezza di 1.5 m dal suolo.

Il pluviometro è costituito da un cono di raccolta e da una bascula a doppia vaschetta. Lo strumento ha una precisione $< \pm 1\%$ fino a 20 mm/ora, ed una risoluzione di 0.2 mm. Il campo di misura varia da 0 a 12.7 cm/ora.



Figura 4.1: Il pluviometro a bascula in primo piano, e il termometro in lontananza (bacino del Rio Ponte).

Il termometro è composto da un sensore di temperatura alloggiato in un sistema di schermatura dalla radiazione solare diretta, e da un data logger. Il sensore fornisce una precisione $< \pm 0.2$ °C ed una risoluzione $< \pm 0.03$ °C. Il campo di misura varia da -40 °C a 100 °C.

I dati vengono scaricati periodicamente dagli strumenti mediante il collegamento diretto con un computer portatile (Figura 4.1).

4.1.2 MISURA DELLA PORTATA DEI TORRENTI

La misura di portata è stata effettuata mediante l'impiego di uno stramazzo triangolare a parete sottile e di un misuratore del livello idrometrico (trasduttore di pressione), posto nella vasca di calma, a monte dello stramazzo (Figura 4.2).



Figura 4.2: Lo stramazzo installato sul Rio Ponte, e l'alloggiamento del misuratore di livello.

Lo stramazzo triangolare (Figura 4.3) viene utilizzato per misurare portate caratterizzate da valori molto bassi, perché ad una piccola variazione di portata corrisponde una sensibile variazione del carico idraulico h_0 che insiste sullo stramazzo.

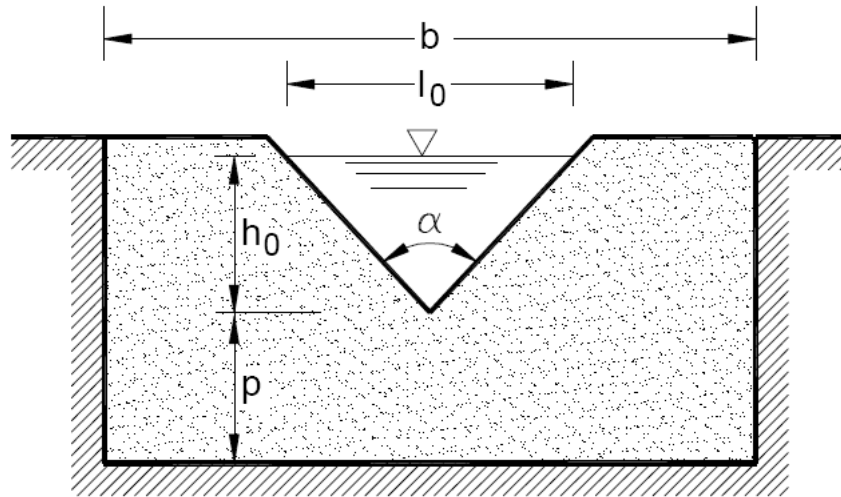


Figura 4.3: Schema di uno stramazzo triangolare.

Le dimensioni dello stramazzo installato sul Rio Ponte sono riportate in tabella 4.1.

Tabella 4.1: Dimensioni dello stramazzo triangolare installato sul Rio Ponte.

Caratteristica	Misura
Angolo al vertice (α)	90°
Larghezza dello stramazzo (b)	1 m
Altezza del vertice (p)	0.155 m

Le dimensioni dello stramazzo installato sul Rio Larici sono riportate in tabella 4.2.

Tabella 4.2: Dimensioni dello stramazzo triangolare installato sul Rio Larici.

Caratteristica	Misura
Angolo al vertice (α)	90°
Larghezza dello stramazzo (b)	2 m
Altezza del vertice (p)	0.4 m

La portata viene calcolata tramite la formula (4.1):

$$Q = \frac{8}{15} \tan \frac{\alpha}{2} C_c \sqrt{2g} h_0^{\frac{5}{2}} \quad (4.1)$$

dove α è l'angolo al vertice dello stramazzo, e C_c è il coefficiente di contrazione.

Tale relazione è valida per $h_0 > 0.06$ m e $p > 0.1$ m. Il valore del coefficiente di contrazione nel caso di angolo al vertice rettangolare ($\alpha = 90^\circ$) viene stimato mediante il grafico in Figura 4.4.

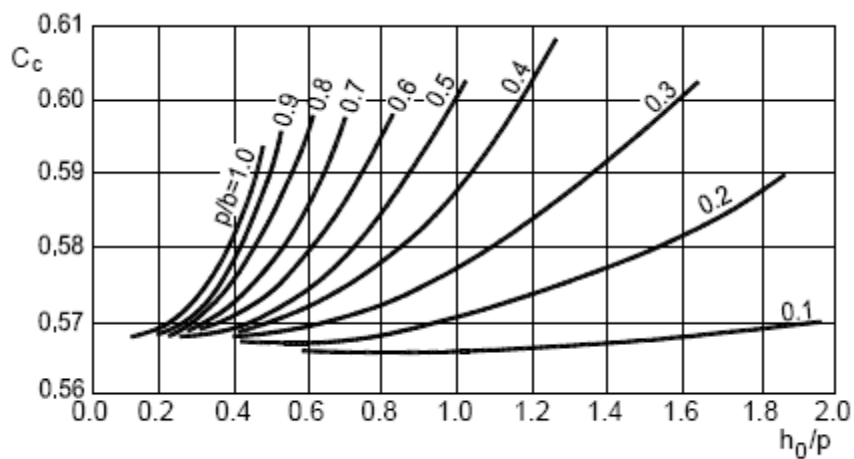


Figura 4.4: Variazione del coefficiente di contrazione con i parametri geometrici.

Il sensore per la misura del livello idrometrico è costituito da un trasduttore di pressione (Keller AG für Druckmesstechnik, Svizzera) ed offre un campo di misura da 0.2 a 20 bar, con una risoluzione di 2 mbar.



Figura 4.5: Trasduttore di pressione Keller.

Il trasduttore di pressione determina il livello del fluido misurando il valore di pressione nel punto più basso e confrontandolo con la pressione di superficie. Questo consente il calcolo dell'altezza basandosi sulla densità del liquido. La misura dell'altezza del liquido è basata sul principio che la differenza di pressione idrostatica tra la parte alta e la base di una colonna di liquido è correlata alla densità del liquido e all'altezza della colonna. Lo strumento utilizzato è costituito da due sensori di pressione assoluta: il sensore di profondità misura il livello dell'acqua, mentre le variazioni della pressione barometrica sono misurate e compensate con il sensore della pressione atmosferica.

La misura del livello idrometrico veniva registrata ogni 15 minuti, e i dati sono stati scaricati periodicamente dagli strumenti mediante il collegamento diretto con un computer portatile.

I valori di portata ricavati dalla misura del livello idrometrico rilevato allo stramazzo, sono stati confrontati con i valori derivati dalla misura di portata effettuata con il metodo della diluizione salina. A tale scopo è stato impiegato un conduttimetro WTW Cond 3310. Le misure effettuate mensilmente hanno mostrato differenze $< \pm 1$ l/s tra i due metodi.

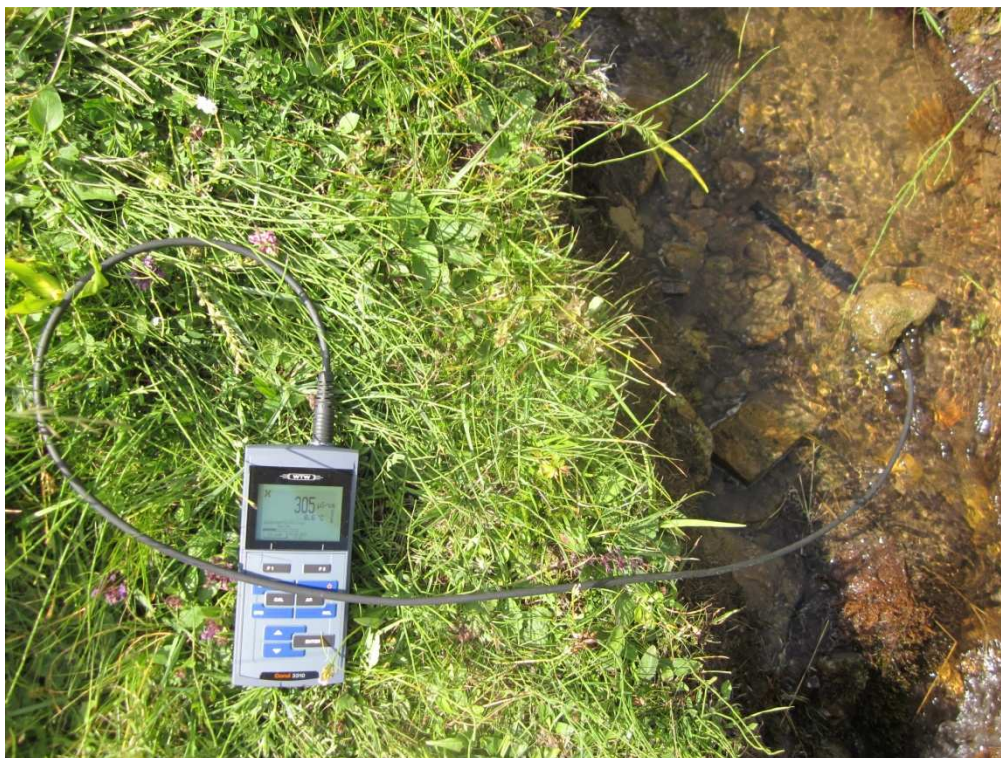


Figura 4.6: Il conduttimetro WTW durante una misura sul Rio Ponte.

4.1.3 MISURA DEL LIVELLO DI FALDA

La misura del livello di falda è stata effettuata mediante l'impiego di piezometri idraulici, che sono costituiti da una colonna di tubo in PVC rigido, fessurato e rivestito di tessuto-non tessuto. La posa in opera viene effettuata entro un foro rivestito con una tubazione provvisoria, di diametro utile pari almeno al doppio del diametro del tubo di misura adottato. Una volta eseguita a quota la pulizia del foro, si inserisce la colonna fino a fondo foro; quindi si procede all'immissione, nell'intercapedine colonna - tubazione, di materiale granulare (sabbia - ghiaia) in modo da realizzare un filtro poroso attorno al tratto di colonna fenestrato (Figura 4.7).

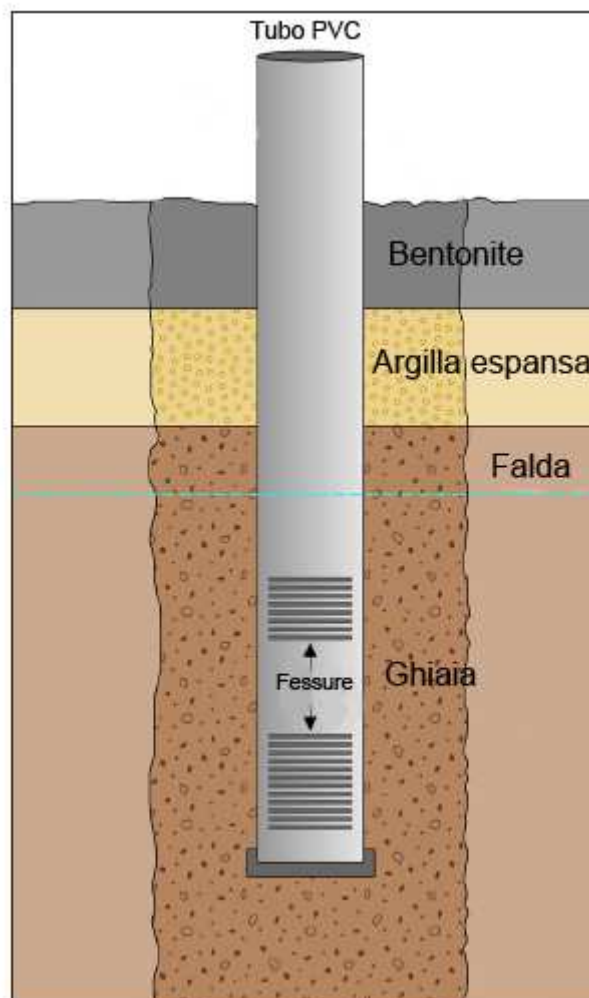


Figura 4.7: Schema descrittivo della realizzazione di un pozzo piezometrico.



Figura 4.8: Il piezometro idraulico in cui è inserita la sonda capacitiva per la misura del livello di falda.

Tale operazione va eseguita ritirando la tubazione provvisoria mano a mano che si procede con l'immissione dall'alto del materiale filtrante, curando di controllarne la quota. Il bordo inferiore della tubazione dovrà sempre trovarsi al di sotto della quota raggiunta dal materiale di riempimento. Al termine della formazione del filtro, si procede all'esecuzione di un tappo impermeabile, formato da granulato di argilla espansa opportunamente pestellato e da uno strato di bentonite, onde separare la zona filtrante dal tratto di foro superficiale. In superficie, il tubo viene chiuso con un tappo, per il contenimento e la protezione della testa del piezometro (Figura 4.8).

La sonda capacitiva sfrutta il principio secondo il quale un circuito capacitivo può essere formato tra una sonda e la parete del recipiente. La capacitanza del circuito cambia al cambiamento del livello del fluido, perchè tutti i fluidi hanno una costante dielettrica più alta rispetto a quella dell'aria. Il cambiamento è correlato proporzionalmente ad un segnale analogico.



Figura 4.9: La sonda capacitativa del piezometro idraulico.

La sonda del livello di capacitanza è costituita da una sonda cilindrica conduttiva, che agisce da prima piastra del condensatore (Figura 4.9 e Figura 4.10). Questa sonda è coperta da idoneo materiale dielettrico. La seconda piastra del condensatore è formata dalle pareti del contenitore insieme con l'acqua contenuta in esso. La capacitanza cresce man mano che la sonda viene immersa nel liquido, quindi cambiando il livello d'acqua cambia l'area della seconda piastra del condensatore, e questo influisce sulla capacitanza totale del sistema.



Figura 4.10: Tubo piezometrico e sonda capacitativa.

Le sonde capacitive sono fornite assieme ad un software che permette la calibrazione del sensore impostando due livelli d'acqua noti. Per effettuare la calibrazione, la sonda viene immersa in acqua fino alla posizione minima di lettura (alla base della sonda) e si imposta il valore zero nel software; poi il sensore viene immerso fino alla posizione massima di lettura (in cima alla sonda), inserendo il corrispondente valore di altezza.

I sensori di livello hanno una risoluzione di ± 1 mm, ed una precisione di ± 1 mm sull'intero range di misura (0.5m e 1m). Il logger ha una capacità di 64000 registrazioni, con una temperatura di lavoro da -30°C a $+70^{\circ}\text{C}$. Lo strumento ha un sensore per la misura della temperatura interna ed uno per la misura della temperatura esterna, entrambi con una risoluzione di 0.1°C .

L'intervallo di registrazione del livello di falda è stato impostato a 15 minuti, e i dati sono stati scaricati periodicamente dagli strumenti mediante il collegamento diretto con un computer portatile.

I piezometri non sono stati posizionati seguendo una griglia regolare, ma sono stati distribuiti in ogni sito cercando di rilevare la variabilità topografica del versante (aree a diversa pendenza e curvatura). Siccome i piezometri sono stati installati a diverse profondità, è stata usata la superficie del suolo come riferimento per la misura del livello di falda (espresso in mm dalla superficie del suolo). Quindi, in questo lavoro, valori di falda bassi indicano un livello alto, e viceversa. L'installazione dei piezometri è avvenuta mediante trivellazione manuale del suolo, quindi molto probabilmente non è stata raggiunta la roccia madre, ma comunque la trivellazione è stata effettuata fino al punto in cui lo strumento veniva bloccato dalla presenza di materiale roccioso che ne impediva l'avanzamento.

In tabella 4.3 viene riportato uno schema degli strumenti impiegati sui bacini sperimentali, indicando il periodo di registrazione e la posizione di installazione.

Tabella 4.3: Elenco degli strumenti utilizzati, con periodo di registrazione e posizione di installazione.

Periodo	Misura	Strumento	Bacino	Numero di strumenti (e denominazione)	Posizione
2008 2009 2010	Livello di falda	Trutrack	Rio Ponte	9 (P1-P16)	Versante Piramide
				15 (M1-M23)	Versante Emme
			Rio Larici	13 (L1-L17)	
2011	Livello di falda	Trutrack	Rio Ponte	7 (1A-1G)	Transetto basso
				4 (2A-2E)	Transetto medio
				5 (3A-3F)	Transetto alto
2008 2009 2010	Umidità del suolo	Campbell Scientific CS-625	Rio Larici	1 datalogger con 4 sonde	
2010 2011	Umidità del suolo	Decagon EC-5	Rio Ponte	3 datalogger con 5 sonde ciascuno	Versante Emme (su 3 transetti)
2008 2009 2010 2011	Portata del torrente	Keller	Rio Ponte	1	
			Rio Larici	1	
	Precipitazione	Onset	Rio Ponte	1	
			Rio Larici	1	
	Temperatura aria	Onset	Rio Ponte	1	

LOCALIZZAZIONE DEI PIEZOMETRI SUI BACINI SPERIMENTALI

Allo scopo di analizzare le caratteristiche topografiche dei pozzi piezometrici nell'area di studio, sono stati calcolati i seguenti indici topografici.

Distanza dal torrente

La distanza dal torrente viene definita come la distanza da ogni cella del DEM, percorrendo le linee di deflusso fino ad incontrare una cella del torrente.

Curvatura

La curvatura è definita come il valore della derivata seconda della superficie in ingresso (Zeuberger e Thorne, 1987). Questo parametro consente una misura della convergenza o della divergenza delle superfici. Quando la curvatura assume valori negativi si è in presenza di una superficie divergente (convessa) in cui generalmente hanno la prevalenza processi di versante non canalizzati. Quando invece la curvatura assume valori positivi si è in presenza di una superficie convergente (concava) in cui generalmente hanno la prevalenza processi canalizzati.

Area contribuyente (*a*)

L'area contribuyente è definita come il numero di celle del DEM che drenano attraverso una cella, basato sul modello D-infinito, dove il flusso è diviso tra celle adiacenti in modo proporzionale all'angolo della direzione con maggior pendenza (Tarboton, 1997).

Pendenza locale (*tan* (β))

La pendenza viene calcolata come tangente dell'angolo (Mitasova e Hofierka, 1993).

Indice topografico di saturazione (Topographic Wetness Index - TWI)

L'indice topografico di saturazione (TWI) è definito come

$$TWI = \ln \frac{a}{\tan(\beta)} \quad (4.2)$$

dove a è l'area contribuyente e $\tan(\beta)$ è la pendenza locale (Beven e Kirkby, 1979).

VERSANTI PIRAMIDE ED EMME

Sui versanti Piramide ed Emme sono stati installati rispettivamente 9 e 15 pozzi piezometrici (Figura 4.11), dotati di sonde capacitive (Trutrack & Co. Limited, Nuova Zelanda) di diversa lunghezza (0.5 m e 1 m). I piezometri presentano profondità massime variabili tra 0.7 e 1.5 m.

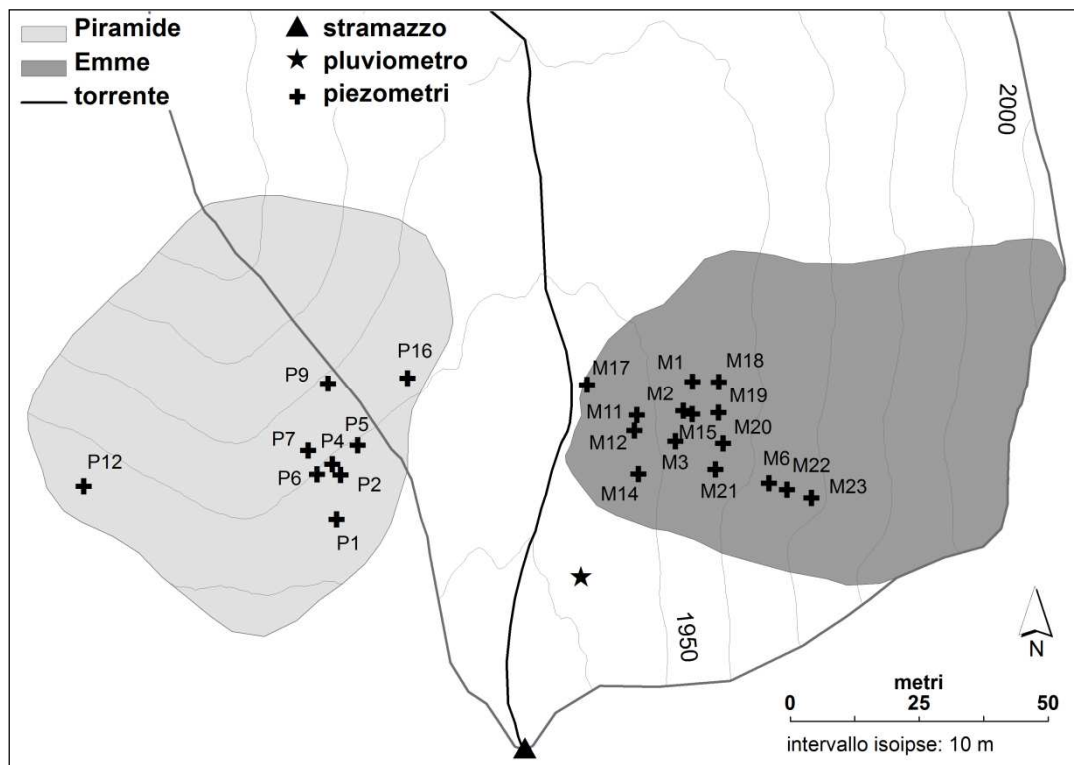


Figura 4.11: Posizione dei piezometri sui versanti sperimentali Piramide ed Emme.

In tabella 4.4 e 4.5 si riportano le caratteristiche principali dei piezometri installati, rispettivamente, sul versante Piramide ed Emme.

Tabella 4.4: Caratteristiche dei piezometri del versante Piramide.

Piezometro	Profondità massima di lettura (m)	Distanza dal torrente (m)	TWI
P1	1.3	97	5.9
P2	0.8	106	5.1
P4	1.3	109	3.8
P5	1.3	115	4.2
P6	1.0	108	2.8
P7	0.8	113	3.1
P9	1.5	133	3.8
P12	1.4	114	6.9
P16	1.3	80	5.7

Tabella 4.5: Caratteristiche dei piezometri del versante Emme.

Piezometro	Profondità massima di lettura (m)	Distanza dal torrente (m)	TWI
M1	1.2	26	4.8
M2	1.2	42	4.8
M3	1.2	45	5.7
M6	0.7	65	5.6
M11	1.1	33	5.3
M12	1.1	31	5.8
M14	1.1	38	5.6
M15	1.0	44	4.8
M17	0.8	5	6.3
M18	0.8	32	4.9
M19	0.8	49	3.8
M20	0.8	50	4.5
M21	0.8	53	5.6
M22	0.7	71	5.6
M23	0.8	76	5.3

BACINO DEL RIO LARICI

Sul bacino del Rio Larici sono stati installati 13 pozzi piezometrici, dotati di sonde capacitive (Trutrack & Co. Limited, Nuova Zelanda) di diversa lunghezza (0.5 m e 1 m) (Figura 4.12). I piezometri presentano profondità massime variabili tra 0.8 e 1.2 m. In Tabella 4.6 si riportano le caratteristiche principali dei piezometri installati, sul bacino del Rio Larici.

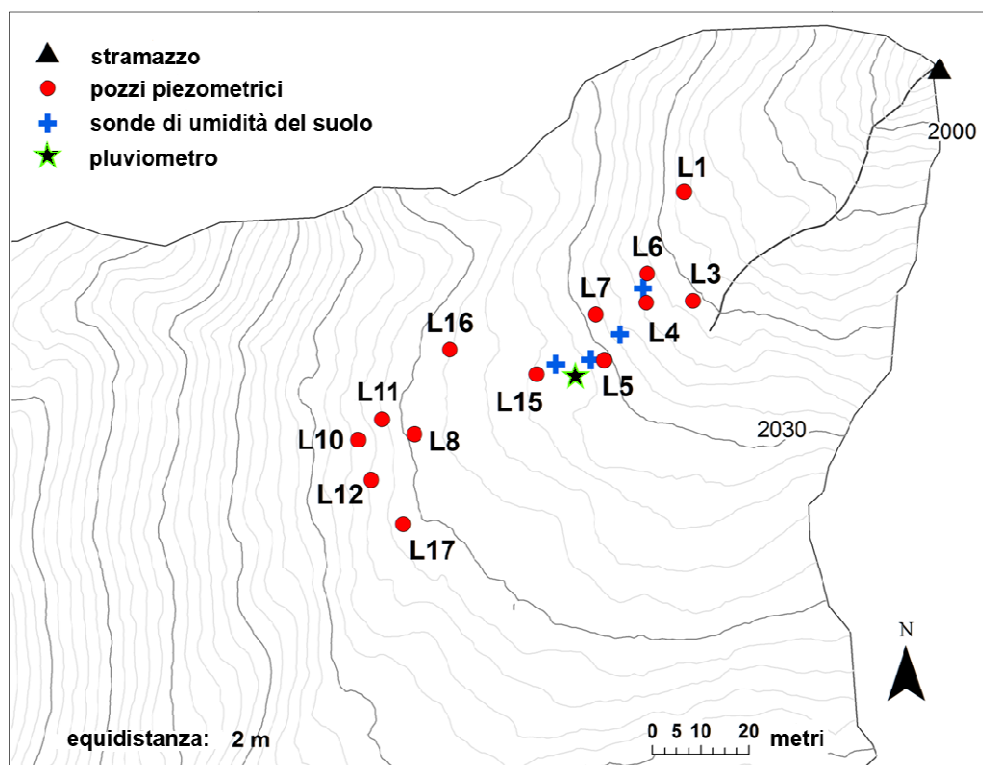


Figura 4.12: Posizione dei piezometri sul bacino del Rio Larici.

Tabella 4.6: Caratteristiche dei piezometri del bacino del Rio Larici.

Piezometro	Profondità massima di lettura (m)	Distanza dal torrente (m)	TWI
L1	1.0	57.6	4.2
L3	1.1	28.8	3.2
L4	0.9	39.4	6.1
L5	0.8	53.3	2.7
L6	1.2	65.1	4.4
L7	1.1	56.7	3.0
L8	0.9	77.2	4.3
L10	0.8	90.7	4.4
L11	1.1	85.4	3.6
L12	1.2	91.5	6.5
L15	0.9	63.8	5.6
L16	1.1	75.6	5.6
L17	0.9	88.6	7.5

BACINO DEL RIO PONTE

Sul bacino del Rio Ponte, per l'analisi del deflusso sottosuperficiale a scala di bacino, sono stati realizzati 3 transetti di pozzi piezometrici, per un totale di 16 pozzi, dotati di sonde capacitive (Trutrack & Co. Limited, Nuova Zelanda) di diversa lunghezza (0.5 m e 1 m) (Figura 4.13). I piezometri presentano profondità massime variabili tra 0.7 e 1.6 m.

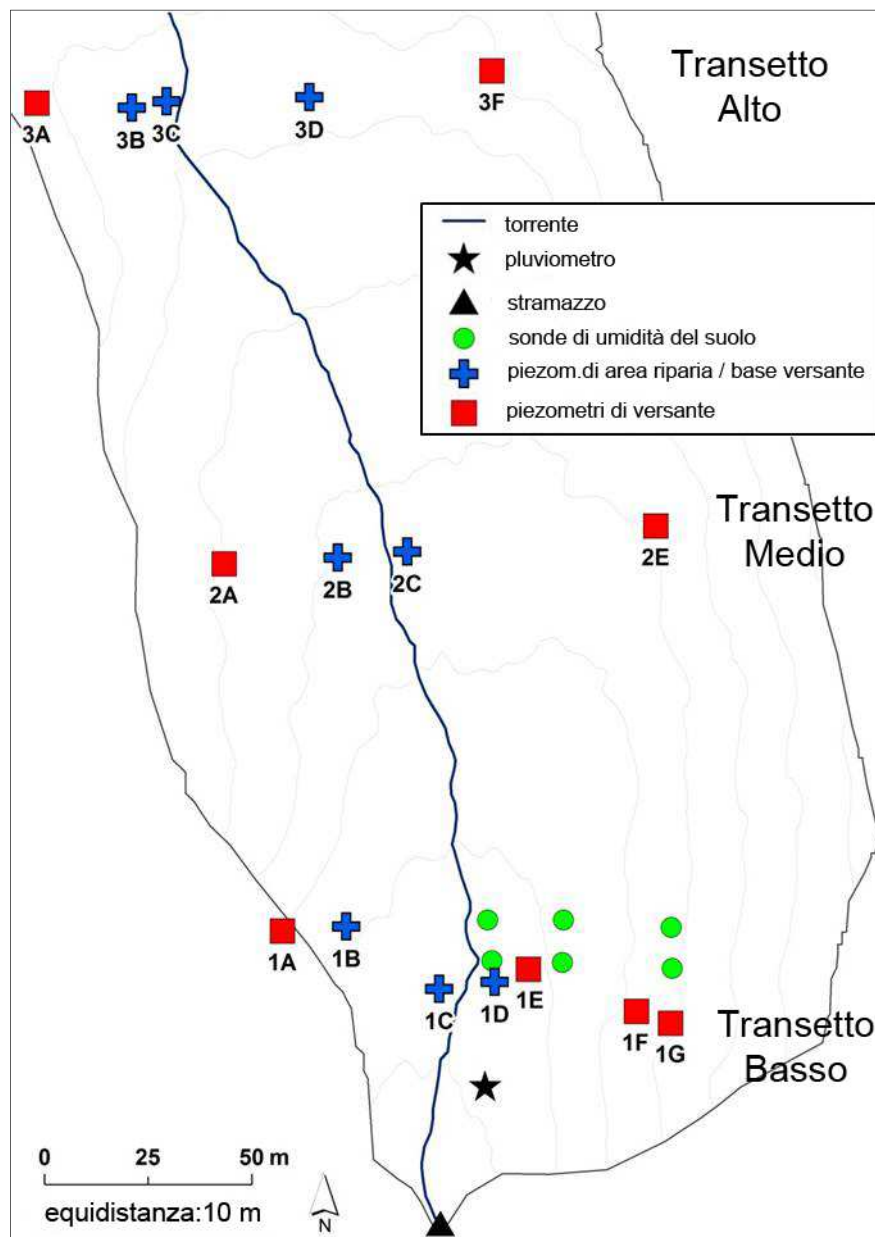


Figura 4.13: Posizione dei piezometri sul bacino del Rio Ponte.

In Tabella 4.7 si riportano le caratteristiche principali dei piezometri installati, sul bacino del Rio Ponte.

Tabella 4.7: Caratteristiche dei piezometri del bacino del Rio Ponte (su 3 transetti).

Piezometro	Profondità massima di lettura (m)	Distanza dal torrente (m)	TWI
1A	0.7	120.5	4.1
1B	1.4	79.3	5.6
1C	0.6	11.5	3.1
1D	1.2	21.9	5.8
1E	1.6	31.6	6.1
1F	0.9	67.5	6.6
1G	0.9	76.8	5.8
2A	0.9	104.0	2.4
2B	0.8	83.1	2.8
2C	0.8	30.6	9.5
2E	1.2	115.0	3.0
3A	1.0	122.6	1.9
3B	1.6	240.3	2.3
3C	0.7	218.1	6.5
3D	1.2	44.8	5.5
3F	1.4	153.4	2.3

4.1.4 MISURA DELL'UMIDITÀ DEL SUOLO

RIFLETTOMETRO CAMPBELL SCIENTIFIC 625

Il contenuto volumetrico d'acqua nel suolo fino alla profondità di 0-30 cm è stato monitorato attraverso il riflettometro CS625 (Campbell Scientific Inc, USA), dotato di quattro sonde di umidità. Lo strumento è stato installato su un versante del bacino del Rio Larici, che dista circa 400 m in linea d'aria dal versante Emme. L'intervallo di

registrazione dell'umidità del suolo è stato impostato a 15 minuti, e i dati sono stati scaricati periodicamente dagli strumenti mediante il collegamento diretto con un computer portatile.

Lo strumento è costituito da una batteria alimentata da pannello solare, da un data logger alloggiato in una scatola ermetica, da quattro sonde da inserire nel suolo di lunghezza pari a 30 cm, e da una sonda di temperatura (Figura 4.14). Quest'ultima è importante in quanto l'umidità del suolo dipende anche dalla temperatura del suolo, e l'acquisizione di questo dato consente di correggere i valori rilevati dallo strumento. Gli elettrodi delle sonde sono connessi ad una scheda elettronica, per la registrazione dei dati.

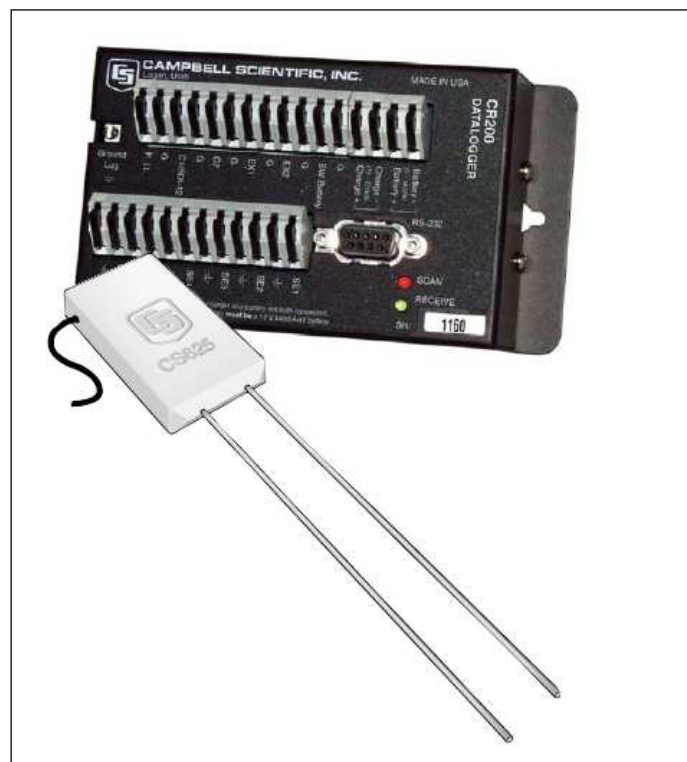


Figura 4.14: Illustrazione della sonda CS625 (in basso) e del registratore CR200 (in alto).

Lo strumento utilizza la Riflettometria nel Dominio del Tempo (TDR, Time Domain Reflectometry), per la misura del contenuto volumetrico d'acqua nel suolo, ed è una misura indiretta sensibile alla permittività dielettrica del materiale circostante gli elettrodi delle sonde. Questo metodo è la tecnica di riferimento per la misura del contenuto idrico volumetrico nei mezzi porosi (Davis e Chudobiak, 1975; Topp et al., 1980). Essendo l'acqua la sola componente del suolo che presenta alti valori di permittività dielettrica ed

essendo la sola componente oltre all'aria che cambia concentrazione nel suolo, un dispositivo sensibile alla permittività dielettrica può essere usato per la stima del contenuto volumetrico d'acqua.

Il principio fondamentale del CS625 è che un impulso elettromagnetico si propaga lungo gli elettrodi della sonda ad una velocità che dipende dalla permittività dielettrica del materiale circostante. All'aumentare del contenuto idrico, la velocità di propagazione diminuisce, in quanto la polarizzazione delle molecole d'acqua richiede del tempo.

Le sonde utilizzate per la rilevazione dell'umidità del suolo sono state calibrate per le specifiche condizioni locali. Una calibrazione specifica può migliorare la precisione della misura, specialmente per i suoli con alto contenuto di argilla (Chandler et al., 2004). Le equazioni di calibrazione standard fornite dal produttore del riflettometro del contenuto d'acqua CS625 assicurano una precisione del $\pm 2\%$ nella misura volumetrica dell'umidità del suolo. La quantità di materiale organico e di argilla nel suolo può alterare la risposta dei metodi dielettrici; in particolare l'alto contenuto di argilla causa una sottostima del contenuto d'acqua nel suolo per bassi valori di umidità e una sovrastima del contenuto d'acqua per alti valori di umidità (Gong et al., 2003). Infatti, l'energia elettromagnetica introdotta dalla sonda agisce per ri-orientare o polarizzare le molecole d'acqua. Se altre forze stanno agendo sulla molecola d'acqua, la forza esercitata dal segnale applicato sarà meno efficace nel polarizzare le molecole. Questo ha l'effetto di "nascondere" una parte dell'acqua alla sonda. Inoltre, alcune argille assorbono acqua interstizialmente e quindi ne inibiscono la polarizzazione da parte del campo magnetico applicato (Campbell Scientific, 2002-2003). All'interno dell'area di studio, con le sonde, è stato misurato il contenuto d'acqua in punti rappresentativi e sono stati raccolti dei campioni di suolo corrispondenti, alle profondità analizzate; il campionamento è stato effettuato in modo che i campioni raccolti fossero caratterizzati da contenuti d'acqua diversi, necessari per calibrare ogni strumento di misura con condizioni di suolo variabili dallo stato asciutto allo stato bagnato (Penna, 2008).

SONDE DECAGON EC-5

Il contenuto volumetrico d'acqua nel suolo fino alla profondità di 40 cm è stato monitorato con l'impiego di sonde Decagon EC-5 (Decagon Devices Inc, USA) (Figura 4.15). Le

sonde sono state installate sul versante Emme, in tre posizioni diverse: in area riparia (relativamente piatta), a metà versante (con media pendenza), e nella parte alta del versante (a maggior pendenza) (Figura 4.16). In ogni posizione sono state installate cinque sonde e un data logger.



Figura 4.15: Illustrazione della sonda EC-5.

L'intervallo di registrazione dell'umidità del suolo è stato impostato a 15 minuti, e i dati sono stati scaricati periodicamente dagli strumenti mediante il collegamento diretto con un computer portatile.

Le sonde EC-5 utilizzano la tecnologia di Riflettometria nel Dominio della Frequenza (FDR, Frequency Domain Reflectometry), che determina la capacità elettrica del suolo misurando il tempo di carica di un condensatore che usa il suolo stesso come un dielettrico.

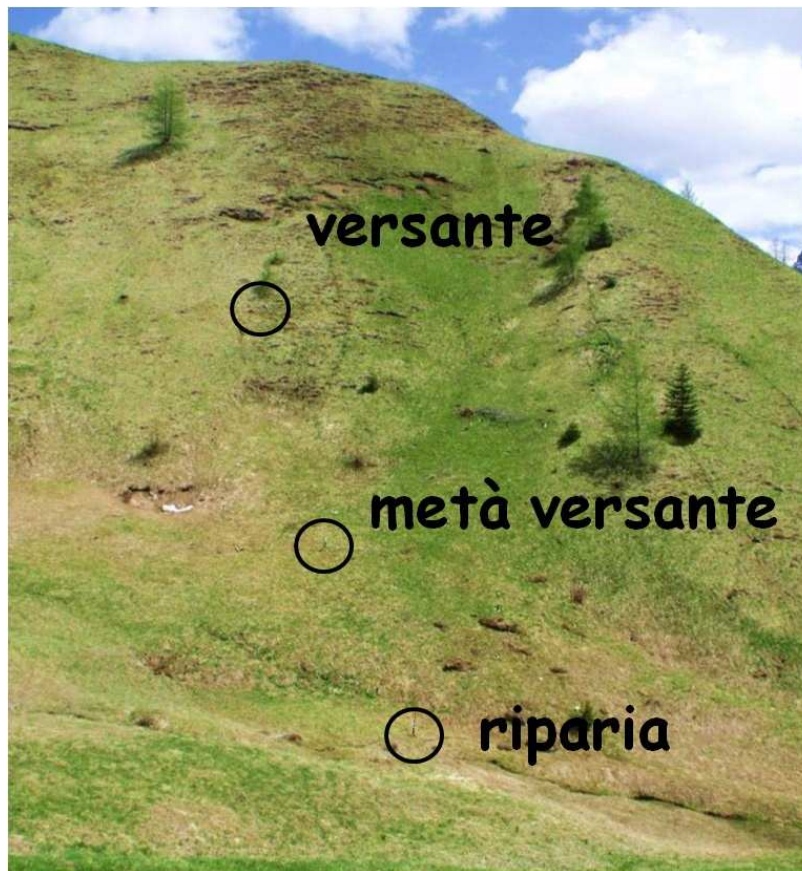


Figura 4.16: Posizionamento delle sonde di umidità EC-5 sul versante Emme.

4.1.4 MISURA DELLA PROFONDITÀ DEL SUOLO

La profondità del suolo è stata misurata tramite sonda penetrometrica in 22 punti (8 collocati sul versante Piramide e 14 sul versante Emme), e varia tra 0.1 e 1.45 m.

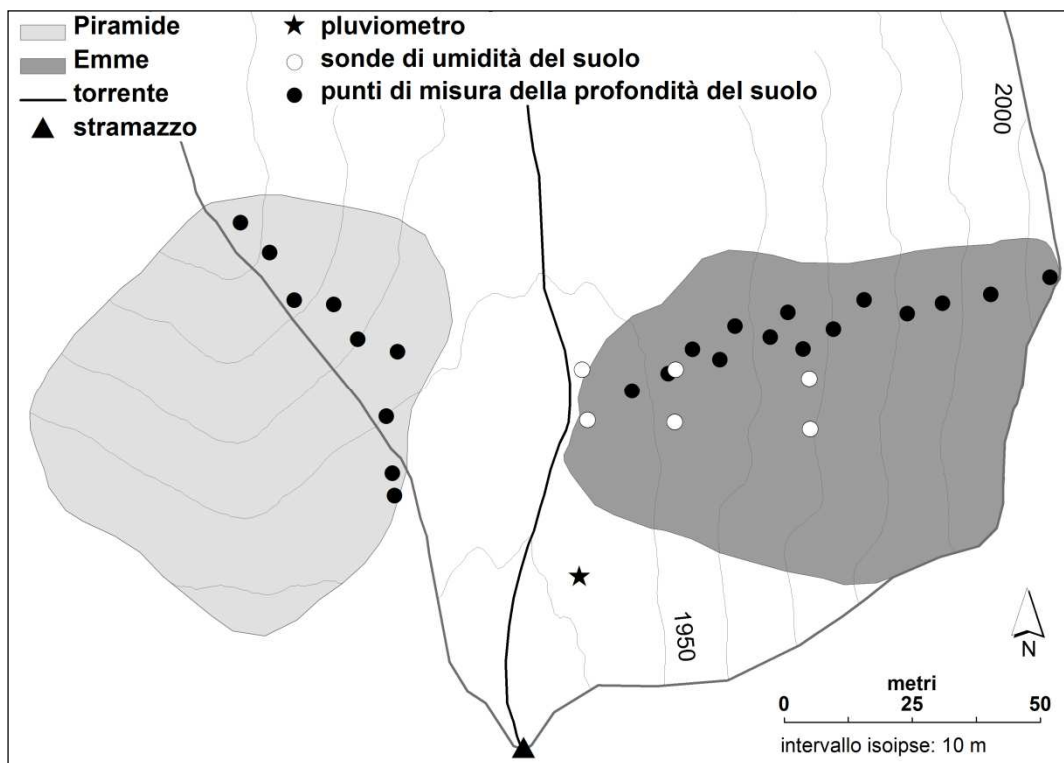


Figura 4.17: Localizzazione delle sonde di umidità del suolo e dei punti di misura della profondità del suolo.

Le posizioni dei punti di misura sono state selezionate in modo tale da campionare adeguatamente le variazioni topografiche dei versanti (Figura 4.17). In ogni punto sono state effettuate quattro misure che poi sono state mediate.

In Tabella 4.8 e 4.9 si riportano le principali caratteristiche dei punti di misura della profondità del suolo, rispettivamente, sul versante Piramide ed Emme.

Tabella 4.8: Posizioni dei punti di misura della profondità del suolo sul versante Piramide. I punti sono numerati dalla cresta verso la base del versante.

Punto di misura	Quota (m a.s.l.)	Distanza dal torrente (m)	Profondità media del suolo (m)
1	1983	103	0.23
2	1979	115	0.35
3	1972	100	0.55
4	1967	101	0.56
5	1960	91	0.60
6	1953	85	0.90
7	1950	70	1.30
8	1946	95	1.43

Tabella 4.9: Posizioni dei punti di misura della profondità del suolo sul versante Emme. I punti sono numerati dalla cresta verso la base del versante.

Punto di misura	Quota (m a.s.l.)	Distanza dal torrente (m)	Profondità media del suolo (m)
1	2003	108	0.10
2	1994	92	0.30
3	1986	83	0.31
4	1981	74	0.31
5	1975	68	0.48
6	1970	61	0.60
7	1967	52	0.68
8	1965	52	0.58
9	1962	46	0.75
10	1957	39	1.01
11	1955	34	1.28
12	1952	30	1.35
13	1951	23	1.35
14	1949	14	1.37

E' interessante notare che la distanza dal torrente e il *TWI* sono significativamente correlati con la profondità del suolo sui due versanti sperimentali Piramide ed Emme. (Figura 4.18), evidenziando un chiaro controllo della topografia sulla distribuzione spaziale della profondità dei suoli. Ciò concorda con studi passati e recenti che, usando metodi basati sui processi e approcci statistici, hanno identificato delle relazioni tra lo spessore dei suoli e vari indici topografici (Dietrich et al., 1995; Heimsath et al., 1999; Tesfa et al., 2009; Catani et al., 2010; Nicotina et al., 2011).

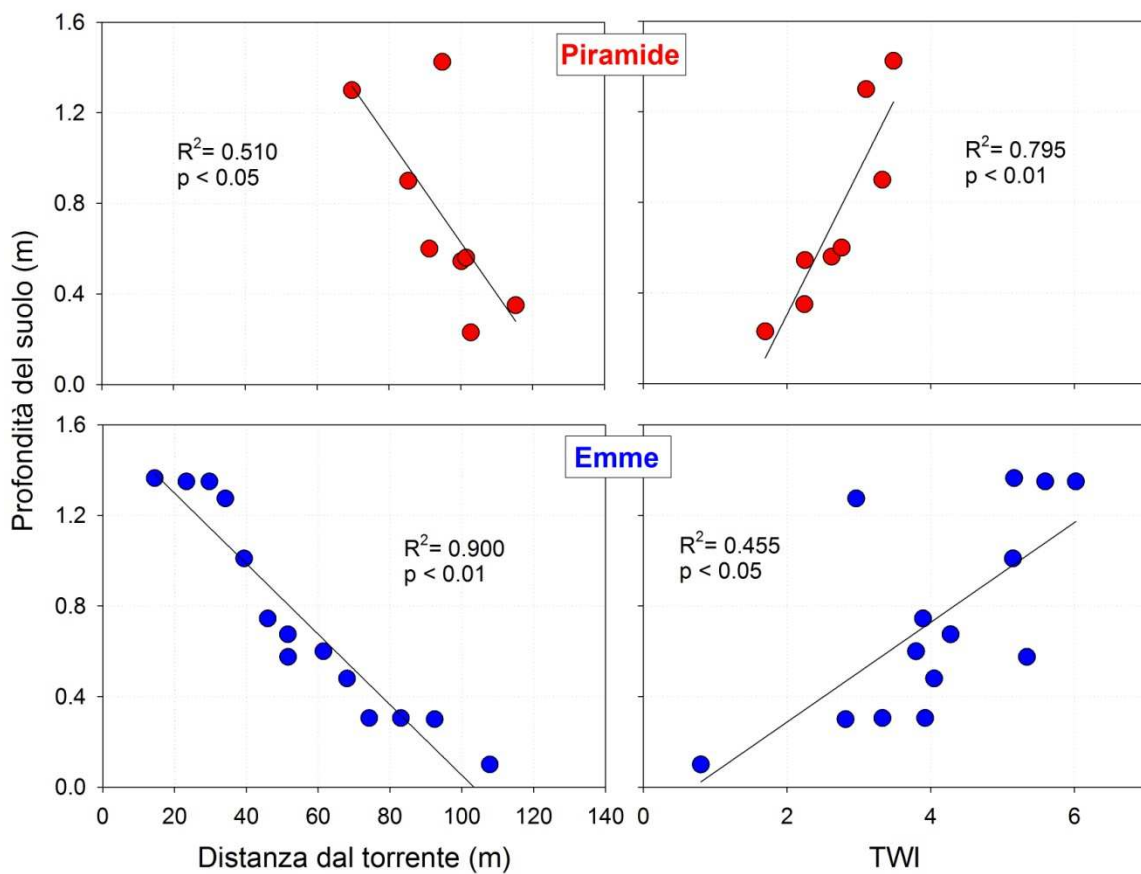


Figura 4.18: Relazione della profondità del suolo (mediata tra quattro misure ripetute) con distanza dal torrente e Topographic Wetness Index (*TWI*) per il versante Piramide e per il versante Emme.

In particolare, sul versante Piramide della nostra area di studio lo spessore del suolo risulta ben correlato con l'indice topografico di saturazione (*TWI*) (Figura 4.18, pannello in alto a destra). Sul versante Emme la variabile che esibisce la migliore correlazione con lo spessore di suolo è rappresentata dalla distanza dal torrente, misurata lungo le linee di flusso (Figura 4.18, pannello in basso a sinistra). Tali differenze nella struttura di

correlazione possono essere imputate alla diversa struttura topografica dei versanti: planare per Emme, e convessa per Piramide, con un impatto notevole della pendenza locale e dell'area contribuyente. Quindi, nel presente studio, le due variabili topografiche (distanza dal torrente e TWI) vengono usate come indicatori dello spessore del suolo.

4.2. APPROCCIO METODOLOGICO

Allo scopo di analizzare il deflusso sottosuperficiale in risposta alla precipitazione, l'intero dataset è stato esaminato per identificare gli eventi afflusso-deflusso. Gli eventi piovosi sono stati definiti tali per precipitazioni cumulate maggiori di 5 mm verificatisi entro 6 ore; mentre gli eventi sono stati considerati distinti se separati da almeno 6 ore di assenza di precipitazione. In modo simile a Bachmair e Weiler (2012) e a Bachmair et al. (2012), la risposta di un pozzo piezometrico (cioè l'attivazione del pozzo) è stata definita come un incremento del livello di falda, in un pozzo asciutto o in un pozzo con un livello di falda preesistente, di almeno 20 mm/h in seguito all'evento di precipitazione. Il deflusso diretto (cioè la frazione del deflusso totale che deriva direttamente dall'evento di pioggia) è stato calcolato per confrontare la produzione di deflusso tra diversi eventi. Per ogni evento, l'idrogramma di piena è stato separato in deflusso di base e in deflusso diretto usando il metodo proposto da Blume et al. (2007), con la sola differenza che il cambio di pendenza della curva di recessione che identifica la fine del deflusso diretto è stato individuato graficamente, anziché analiticamente (Penna et al., 2011). Il ritardo della risposta di un piezometro è stato definito come la differenza di tempo tra l'istante di raggiungimento del picco del livello di falda ed l'istante di raggiungimento del picco di portata, in modo analogo a Haught e van-Meerveld (2011).

INDICE ASI

L'indice di umidità del suolo espresso in mm (Haga et al., 2005), rappresenta l'umidità dello strato superficiale di suolo (0-30 cm). Il suo valore è stato utilizzato come indicatore delle condizioni di umidità del suolo antecedenti l'evento. Per il suo calcolo sono stati utilizzati i valori di umidità del suolo misurati con le sonde a tecnologia TDR, applicando la seguente formula (4.3),

$$ASI = \sum_{i=1}^n \frac{(\theta_i * D)}{n} \quad (4.3)$$

dove θ_i è il contenuto volumetrico di acqua nel suolo della posizione i , D è la profondità del suolo a cui si riferisce la misura di umidità (0-30 cm), ed n è il numero delle sonde (quattro).

AREA DELL'ISTERESI NORMALIZZATA

La normalizzazione dell'area del ciclo isteretico che si osserva tra i valori di portata ed il livello di falda si è resa necessaria per poter comparare la misura dell'isteresi tra i diversi eventi. L'ampiezza dell'isteresi, infatti, aumenta all'aumentare dell'escursione dei livelli di portata e di falda. Si è proceduto, quindi, ad una normalizzazione dei dati di portata e di livello di falda, riferendoli ad un range 0-1 per ogni evento, prima del calcolo dell'area, mediante la seguente formula (4.4),

$$X_{norm}(i) = \frac{X(i) - \min(X)}{\max(X) - \min(X)} \quad (4.4)$$

dove X_{norm} rappresenta la matrice normalizzata, X la matrice non normalizzata, $\min()$ e $\max()$ sono rispettivamente le funzioni che restituiscono il valore minimo e massimo della matrice.

Questa operazione ha consentito di quantificare lo "sfasamento" temporale tra livello di portata e livello di falda, indipendentemente dall'entità della variazione degli stessi, e quindi essenzialmente valutando la tempistica delle variazioni di livello. Il valore dell'area del ciclo isteretico è stato ottenuto applicando la formula di calcolo dell'area di un poligono irregolare, date le coordinate cartesiane dei vertici del poligono. Per agevolare questa elaborazione è stato appositamente sviluppato un software con il linguaggio di programmazione Visual Basic for Applications, che è stato integrato in una macro di Excel.

CLUSTER ANALYSIS

La cluster analysis consiste in un insieme di tecniche statistiche atte ad individuare gruppi di unità tra loro simili rispetto ad un insieme di caratteri presi in considerazione, e secondo uno specifico criterio. L'obiettivo che ci si pone è sostanzialmente quello di riunire unità tra loro eterogenee in più sottoinsiemi tendenzialmente omogenei. Le unità statistiche vengono, in altri termini, suddivise in un certo numero di gruppi a seconda del loro livello di "somiglianza" valutata a partire dai valori che una serie di variabili prescelte assume in ciascuna unità. Per quanto riguarda l'algoritmo di raggruppamento si fa riferimento ai metodi gerarchici. Tali metodi si affiancano ad una situazione in cui si hanno n grappoli di una sola unità per giungere, attraverso successive fusioni dei grappoli meno distanti tra di loro, ad una situazione in cui si ha un solo grappolo che contiene tutte le n unità. Il prodotto finale dei metodi gerarchici non è, quindi, una singola partizione delle n unità, ma una serie di partizioni che possono essere rappresentate graficamente attraverso un "dendrogramma" o "diagramma ad albero" nel quale sull'asse delle ordinate viene riportato il livello di distanza, mentre sull'asse delle ascisse vengono riportate le singole unità. Ogni ramo del diagramma (linea verticale) corrisponde ad un grappolo. La linea di congiunzione (orizzontale) di due o più rami individua il livello di distanza al quale i grappoli si fondono. I metodi gerarchici si distinguono per il modo in cui, dopo la p -esima fusione, vengono calcolate le distanze tra il nuovo grappolo ed i rimanenti. Gli algoritmi gerarchici proposti in letteratura (metodo del legame singolo, metodo del legame completo, metodo del legame medio, metodo del centroide, ecc.) si differenziano unicamente per il diverso criterio che regola la valutazione delle distanze tra i gruppi ai fini delle aggregazioni in serie.

5. RISULTATI E DISCUSSIONE

5.1. GENERAZIONE DI DEFLUSSO SOTTOSUPERFICIALE A SCALA DI VERSANTE: RUOLO DELLA TOPOGRAFIA LOCALE E DELLO SPESSORE DEL SUOLO.

Le variabili idro-meteorologiche utilizzate in questo studio sono state monitorate continuamente dal 25 Giugno al 20 Ottobre degli anni 2008, 2009 e 2010 sui versanti Piramide ed Emme del bacino del Rio Ponte (Figura 5.1).

Tabella 5.1: Caratteristiche principali delle serie temporali di portata, umidità del suolo e livello di falda per i tre anni di studio.

		2008	2009	2010
Precipitazione cumulata (mm)		506	351	412
Portata media del torrente ($l s^{-1}$)		6.3	5.7	5.9
Umidità del suolo media (%)		52.3	51.7	48.9
Livello di falda medio (mm dalla superficie del suolo)	Piramide	714	846	924
	Emme	886	887	887

La precipitazione cumulata è stata di 506 mm, 351 mm, e di 412 mm, rispettivamente per gli anni 2008, 2009, e 2010 (Tabella 5.1). La precipitazione media degli ultimi venti anni (1992-2011) in quest'area, e per lo stesso periodo è stata di 503 mm: questo indica che il 2009 e il 2010 sono stati anni relativamente secchi, mentre il 2008 ha avuto una precipitazione molto vicina alla media di lungo termine. La portata del torrente ha risentito di questa variabilità interannuale, assumendo i valori medi più alti nel 2008, e i valori medi più bassi nel 2009 (Tabella 5.1). Gli andamenti temporali della portata del torrente e dell'umidità del suolo sono stati concordanti, con una risposta generalmente veloce agli eventi di precipitazione per entrambe le variabili, come spesso accade in bacini umidi (ad esempio, Haught e van Meerveld, 2011). In particolare, l'umidità del suolo è stata piuttosto sensibile ai periodi con assenza di precipitazione, o comunque con bassi valori di cumulata, mostrando marcate diminuzioni che si accordano bene con le portate minime del torrente (Figura 5.1). Mediamente, l'umidità del suolo è stata più alta del 2008, riflettendo i più alti valori di precipitazione cumulata totale e la distribuzione uniforme degli eventi di

precipitazione in questo periodo, ed è stata più bassa nel 2010 (Tabella 5.1), sensibilmente influenzata dal periodo relativamente secco avvenuto nella seconda metà di Luglio (Figura 5.1). Il livello di falda medio di versante è stato più vicino alla superficie del suolo nell'anno più umido per Piramide, ma in media non sono state osservate variazioni significative nei tre anni per Emme (Tabella 5.1). Contrariamente alla reazione veloce dell'umidità del suolo e della portata del torrente, il livello di falda ha mostrato una risposta ritardata o una mancata risposta a piccoli eventi o in condizioni secche. Questo comportamento disaccoppiato, già osservato in precedenza nell'area di studio (Penna et al., 2011, 2013) e altrove (Montgomery et al., 1997; Freer et al., 2002; Peters et al., 2003; Latron e Gallart, 2008) è probabilmente dovuto alle diverse dinamiche temporali dei processi coinvolti: inizialmente avviene un innalzamento del contenuto d'acqua all'interno del profilo del suolo, seguito dalla percolazione dell'acqua nell'interfaccia suolo-roccia madre e dallo sviluppo della falda effimera. Il livello medio di falda di versante è stato leggermente più alto su Piramide rispetto ad Emme, nonostante quest'ultimo abbia mostrato valori di umidità del suolo più elevati (Penna et al., 2009, 2013). Questo è dovuto, probabilmente, all'effetto esercitato sul livello di falda medio di versante dai valori molto alti registrati dai piezometri P1, P12 e P16, situati alla base del versante (Figura 5.11).

Tabella 5.2: Caratteristiche principali degli eventi afflusso-deflusso selezionati. *Pcum*: Precipitazione cumulata di evento;

		2008	2009	2010	TOT
Numero di eventi		24	15	24	63
<i>Pcum</i> minima (mm)		5.8	6.6	5.4	-
<i>Pcum</i> massima (mm)		43.0	47.6	48.8	-
<i>Pcum</i> media (mm)		17.2	19.0	15.1	17.1
Picco massimo di portata del torrente (ls ⁻¹)		53	27	58	-
Deflusso diretto massimo (mm)		10.7	5.6	13.2	-
Picco di falda massimo (mm dalla superficie del suolo)	Piramide	325	468	345	-
	Emme	482	523	308	

Comunque, queste differenze sono decresciute notevolmente in condizioni umide, o molto umide (ad esempio, metà Agosto, fine Giugno e fine Settembre 2010), quando entrambi i

versanti hanno mostrato livelli di falda molto simili. L'analisi del deflusso sottosuperficiale è stata basata su 63 eventi di afflusso-deflusso selezionati tra i tre periodi di studio (Tabella 5.2).

L'anno più secco, il 2009, ha avuto anche il minor numero di eventi (15) mentre nel 2008 e nel 2010 è stato osservato lo stesso numero di eventi (24). Complessivamente, la precipitazione cumulata di evento è variata tra 5.4 mm e 48.8 mm, con un valore medio di 17.1 mm per i 63 eventi. Il maggior valore di precipitazione cumulata, che ha determinato i più elevati picchi di portata e di falda dei tre anni, è stato registrato durante un importante evento (48.8 mm) del 14-15 Agosto 2010. Questo evento è stato preceduto da un evento moderato (13.2 mm, il 13 Agosto) che ha contribuito all'aumento dell'umidità del bacino, causando una produzione di deflusso molto elevata durante l'evento dei due giorni seguenti (Tabella 5.2 e Figura 5.1). Questo conferma il ruolo fondamentale delle condizioni antecedenti sulla generazione del deflusso in questo bacino (Penna et al., 2011).

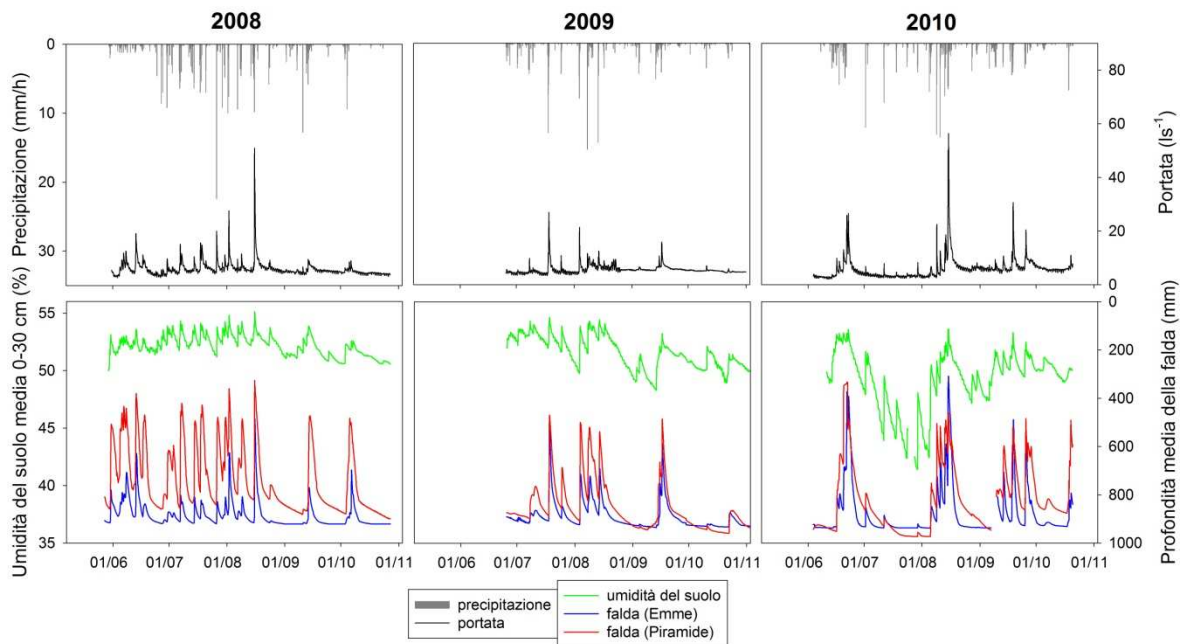


Figura 5.1: Serie temporali orarie di precipitazione, portata del torrente, umidità del suolo media, e livello di falda medio per ogni versante, per i tre periodi di studio.

La relazione tra la portata del torrente e il livello di falda è risultata essere di tipo non lineare per entrambi i versanti sperimentali, come osservato in altri studi (McDonnell et al., 1996). Tale non-linearità è dovuta alle diverse dinamiche temporali che caratterizzano le variazioni del livello di falda e di portata. Gli scostamenti temporali sono risultati essere più evidenti sul versante Piramide rispetto al versante Emme (Figura 5.2). Il livello di falda su Piramide, infatti, cresce molto rapidamente, anche con portate modeste, ma poi viene limitato superiormente per livelli di portata relativamente elevati. Fannin et al. (2000) hanno introdotto il concetto di risposta idrologicamente limitata e illimitata. Una relazione idrologicamente limitata esiste quando una variabile dipendente cessa di crescere con la variabile indipendente, creando un limite fisico sul processo che controlla. La relazione idrologicamente limitata tra la falda effimera e la portata su Piramide può essere attribuita a: (i) percolazione attraverso la roccia madre fratturata, (ii) perdita delle limitazioni sul deflusso (cioè, perdita del controllo da parte della microtopografia della roccia madre), e/o (iii) deflusso nei macropori attraverso i canali idrologicamente connessi (Fannin et al., 2000). Le osservazioni di campo hanno mostrato che la roccia madre è fratturata e permeabile. Un incremento del livello di falda effimera sul substrato roccioso aumenta la pressione sulla roccia fratturata, che può far aumentare l'infiltrazione nella roccia. Inoltre, all'aumentare del livello di falda nelle parti basse del versante, i percorsi preferenziali del deflusso, verosimilmente, diventano più connessi (sia verticalmente che lateralmente) creando una rete molto efficiente nella trasmissione del deflusso al torrente (Sidle et al., 2001; Negishi et al., 2007). Su Piramide, la particolare morfologia del versante caratterizzata da una parte superiore con elevate pendenze e una parte basale con pendenze relativamente basse, contribuisce a concentrare rapidamente il deflusso drenato dalla parte sommitale verso la base del versante. Sul versante Emme, caratterizzato da una morfologia più planare, la non-linearità tra livello di falda e livello di portata è risultata essere meno accentuata rispetto a Piramide.

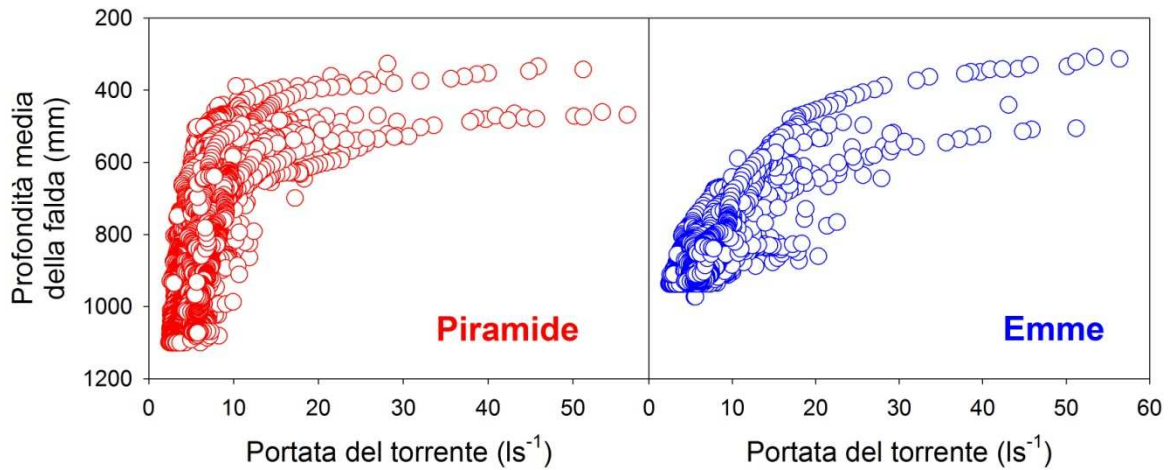


Figura 5.2: Grafici a dispersione della relazione tra la portata del torrente ed il livello di falda medio di versante, per i due versanti sperimentali.

Anche la relazione tra i picchi di portata ed i picchi del livello di falda medio di versante mostra delle differenze significative tra i due versanti (Figura 5.3). Su Piramide la relazione è non lineare, confermando la limitazione superiore del livello di falda per portate medio-alte. Sul versante Emme la relazione risulta lineare ($R^2=0.795$). Queste differenze sono nuovamente riconducibili alla diversa morfologia dei due versanti di studio.

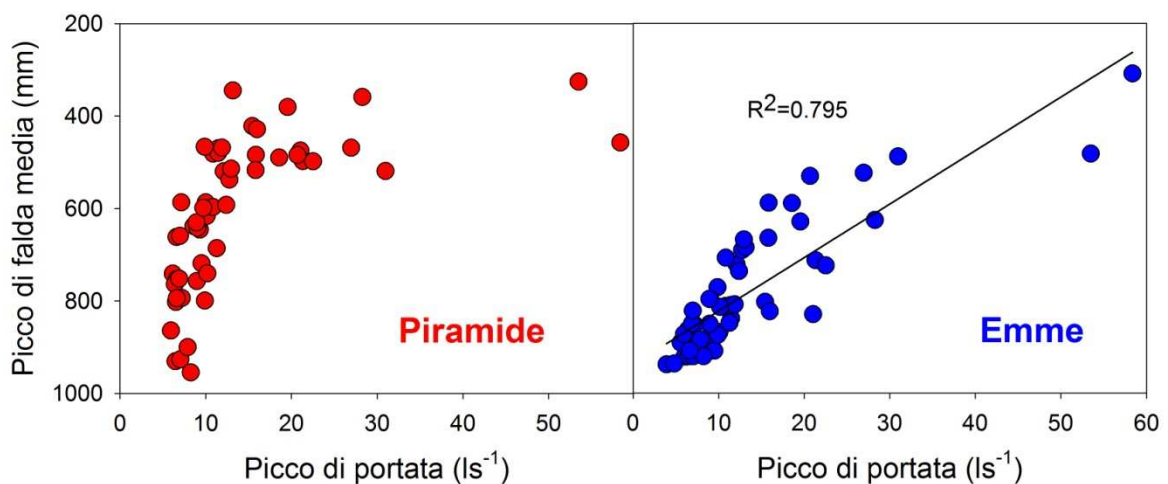


Figura 5.3: Grafici a dispersione della relazione tra il picco di portata ed il picco del livello di falda medio di versante, per entrambi i versanti sperimentali.

PRINCIPALI FATTORI CHE CONTROLLANO IL DEFLUSSO SOTTOSUPERFICIALE: CONDIZIONI INIZIALI

I processi di generazione del deflusso nel bacino del Rio Ponte sono caratterizzati da comportamenti a soglia. Precedenti studi hanno mostrato che la relazione afflussi-deflussi è di tipo non lineare e fortemente dipendente dall'umidità antecedente, e che repentini aumenti del livello di portata del torrente, del coefficiente di deflusso, e del livello di falda si verificano al superamento di una certa soglia di umidità del suolo (Penna et al., 2011). In accordo con questi risultati, si è osservato che esiste una relazione a soglia anche tra il deflusso diretto e la somma dell'indice di umidità del suolo (*ASI*) e la precipitazione cumulata (*Pcum*) (Figura 5.4), per i 63 eventi selezionati.

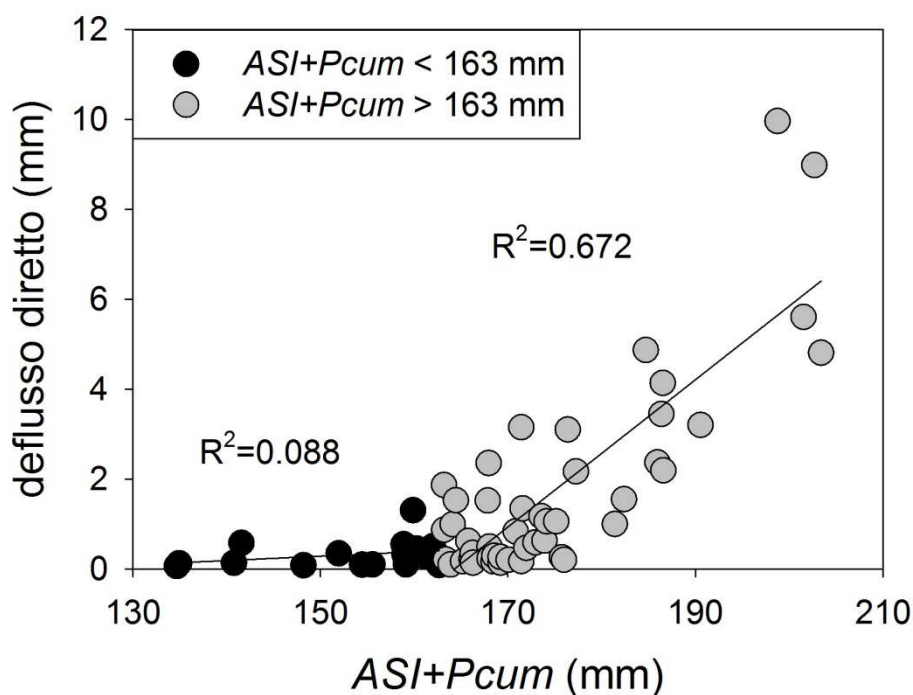


Figura 5.4: Relazione a soglia tra *ASI+Pcum* e deflusso diretto.

Gli eventi situati sotto la soglia, identificata approssimativamente a 163 mm, assumono bassi valori di deflusso diretto che sono scarsamente correlati con *ASI+Pcum* ($R^2 = 0.088$, $p = 0.25$), mentre gli eventi che si collocano sopra la soglia presentano valori di deflusso diretto più alti che sono linearmente correlati con *ASI+Pcum* ($R^2 = 0.672$, $p < 0.01$). Questa relazione è simile a quella trovata da Detty e McGuire (2010a,b) e Congsheng et al. (2012) e riflette una soglia di immagazzinamento idrico del suolo. Per gli eventi che si collocano

sotto i 163 mm di $ASI+Pcum$, l'afflusso pluviometrico è interamente assorbito dal deficit di immagazzinamento idrico, mentre per gli eventi sopra i 163 mm di $ASI+Pcum$ parte dell'afflusso pluviometrico va a formare deflusso sottosuperficiale che contribuisce al volume di deflusso complessivo del bacino. Sulla base di questa soglia, gli eventi sono stati raggruppati in due classi caratterizzate da valori medi significativamente diversi (T-test, $p < 0.01$) di umidità del suolo pre-evento e di precipitazione cumulata (Tabella 5.3).

Tabella 5.3: Classi di $ASI+Pcum$ per gli eventi di pioggia selezionati.

Classi di $ASI + Pcum$			ASI (mm)			$Pcum$ (mm)		
Classe	Limiti (mm)	N° di eventi	Max	Medio	Min	Max	Medio	Min
1- Sotto la soglia	135-163	17	156.1	142.6	124.2	25.2	10.5	5.4
2- Sopra la soglia	164-203	46	160.5	155.5	143.4	56.6	19.5	5.8

Gli eventi appartenenti alla Classe 1 (sotto la soglia) ammontano a circa un terzo rispetto agli eventi della Classe 2 (sopra la soglia), confermando la tendenza generale di questi versanti sperimentali verso uno stato di umidità piuttosto elevato (Penna et al., 2013). La Figura 5.5 illustra i box-plots dei picchi del livello di falda medio di versante, separatamente per gli eventi appartenenti alla Classe 1 e alla Classe 2.

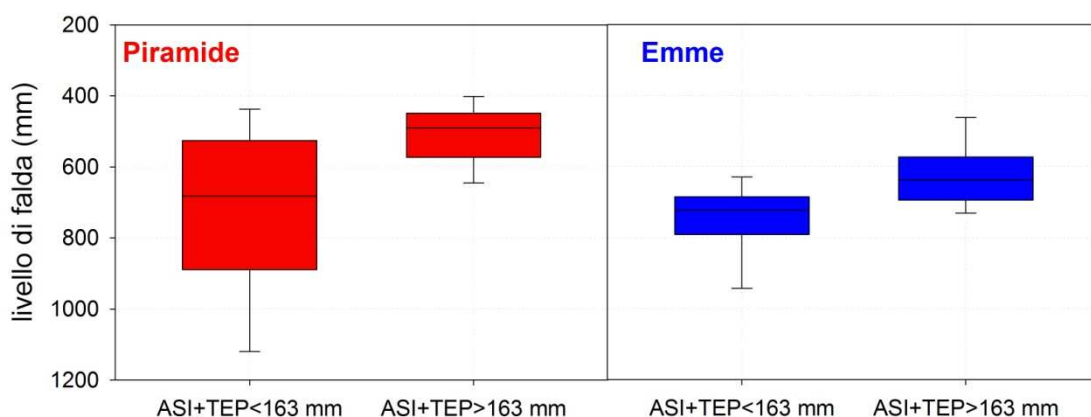


Figura 5.5: Diagrammi box-plot dei picchi del livello medio di falda di versante, per ogni evento in condizioni di umidità basse e alte (sotto o sopra la soglia di $ASI+Pcum$) per il versante Piramide (pannello a sinistra) e per il versante Emme (pannello a destra). Le scatole indicano il venticinquesimo e il settantacinquesimo percentile, i baffi indicano il decimo ed il novantesimo percentile, la linea orizzontale all'interno della scatola rappresenta la mediana.

Come atteso, i picchi del livello di falda sono risultati essere inferiori per gli eventi sotto la soglia di $ASI+Pcum$ rispetto agli eventi sopra la soglia, per entrambi i versanti. La variabilità dei picchi è apparsa simile per entrambi i versanti in condizioni di bassa umidità (eventi della Classe 1), mentre Piramide ha mostrato una maggior variabilità rispetto a Emme in condizioni di alta umidità (eventi della Classe 2). Probabilmente questo riflette la diversa morfologia dei due versanti, con piezometri situati al piede del versante (P12, P1, P16) su Piramide, che presenta maggior pendenza e quindi più facilitato all'accumulo di acqua alla base del versante, mostrando spesso livelli di falda sostenuti anche in condizioni secche.

Il ruolo delle condizioni iniziali del bacino e delle caratteristiche dell'evento piovoso sul deflusso sottosuperficiale sono state indagate mediante l'analisi delle correlazioni. A causa della generale non linearità dei processi di generazione del deflusso sottosuperficiale, è stata scelta la correlazione non parametrica di Spearman (Haught e van Meerveld, 2011). Sono stati calcolati i coefficienti di correlazione di Spearman tra ASI , durata della precipitazione, $Pcum$, $ASI+Pcum$ dei 63 eventi e due metriche che indicano l'entità del

deflusso sottosuperficiale, che sono: i) il numero di risposte degli strumenti (cioè, il numero di pozzi piezometrici che sono stati attivati durante o immediatamente dopo un evento) che indica il grado di connettività sottosuperficiale nel versante, e ii) il picco del livello di falda medio di versante (per ogni versante) (Figura 5.6).

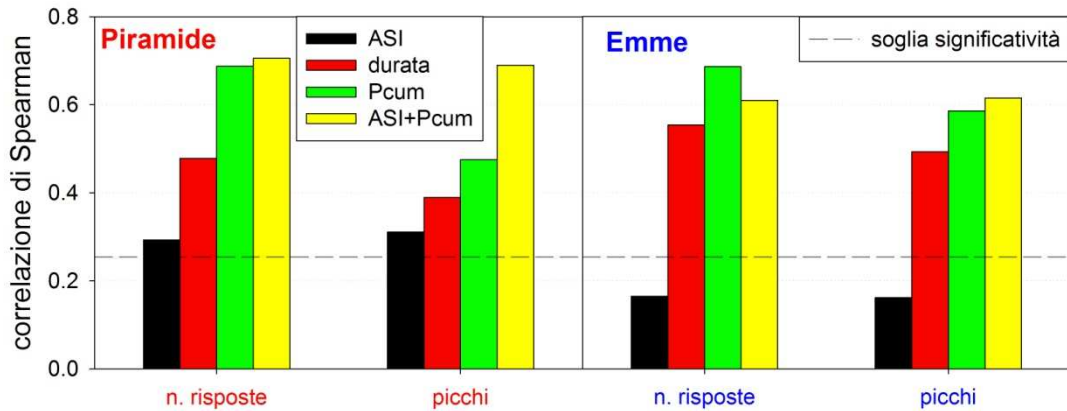


Figura 5.6: Istogrammi dei coefficienti di correlazione di Spearman tra due caratteristiche della risposta piezometrica (numero di strumenti che hanno risposto e picco del livello di falda medio del versante) e variabili legate alle caratteristiche dell'evento piovoso e alle condizioni iniziali (Antecedent Soil water Index, durata della precipitazione, Pioggia cumulata dell'evento). Pannello a sinistra: Piramide; Pannello a destra: Emme. Soglia di significatività con $\alpha=0.05$.

Generalmente, gli andamenti delle correlazioni sono risultati simili per entrambi i siti, ma solo su Piramide tutte le correlazioni sono risultate statisticamente significative ($p < 0.05$), suggerendo che il ruolo delle condizioni antecedenti e delle proprietà dell'evento piovoso siano più importanti per versanti che presentano caratteristiche topografiche marcate. In aggiunta alla durata della precipitazione, è stata testata anche l'intensità della precipitazione, ma le correlazioni sono risultate sempre molto deboli, indicando, in accordo con Fannin et al. (2000) e Dhakal e Sullivan (2012), che il deflusso sottosuperficiale era indipendente dall'intensità di pioggia. Su entrambi i versanti, ASI è stato il peggior indicatore dell'attivazione dei pozzi piezometrici e dei picchi del livello di falda: questo concorda con i risultati della ricerca di Bachmair et al. (2012) e, nel nostro caso, non era inaspettato considerando il disaccoppiamento tra umidità del suolo e livello di falda. Comunque sono state osservate grosse differenze quando la correlazione con ASI è stata calcolata separatamente per i tre anni di studio. I coefficienti di correlazione di Spearman sono stati più alti nel 2010, rispetto agli altri due anni (Tabella 5.4), riflettendo la maggior

variabilità dell'umidità del suolo e la sua risposta più sincrona con il livello di falda nel periodo di studio del 2010.

Tabella 5.4: Coefficienti di correlazione di Spearman tra *ASI* e numero di risposte piezometriche e picco del livello di falda, separatamente per i tre periodi di studio, e per versante. Le correlazioni marcate con * sono significative con $\alpha=0.05$.

	Piramide			Emme		
	2008	2009	2010	2008	2009	2010
Numero di risposte	0.49*	-0.20	0.62*	0.44*	-0.20	0.62*
Picchi	0.42*	-0.04	0.44*	0.58*	-0.05	0.55*

In ogni caso, la maggior variabilità del livello di falda è stato spiegato da *Pcum* e, in particolar modo dalla somma di *ASI* e *Pcum* (Figura 5.6). Una correlazione significativa tra la percentuale di attivazione dei pozzi piezometrici e la precipitazione è stata trovata anche su tre versanti con diversa copertura vegetale ai piedi della Foresta Nera (Germania, 970 mm di precipitazione media annua, Bachmair et al., 2012) e suggerisce che, nonostante i diversi regimi pluviometrici, ed il diverso contesto geologico e di vegetativo, l'incremento della connettività sottosuperficiale su versanti naturali dipende principalmente dall'aumento della quantità di precipitazione. È interessante notare che i nostri risultati circa l'influenza di *ASI+Pcum* sullo sviluppo del deflusso sottosuperficiale sono in accordo con altri risultati derivanti da esperimenti in ambienti temperati, a scala di versante e di bacino. Le analisi di campo sul deflusso sottosuperficiale condotto in una trincea lunga 20 m, sul bacino di ricerca montano Panola (Georgia, USA, 1240 mm di precipitazione media annua), hanno evidenziato che sia le condizioni di umidità antecedenti che la quantità di precipitazione totale determinano il verificarsi o meno di un deflusso significativo nella trincea (Tromp-van Meerveld e McDonnell, 2006). In modo analogo, le osservazioni nella foresta sperimentale di Hubbard Brook (New Hampshire, USA, 1400 mm di precipitazione media annua) hanno evidenziato buone correlazioni tra la somma di *ASI* e *Pcum* e l'altezza massima del livello di falda (Detty e McGuire 2010b). Questo indica che in bacini umidi con elevate pendenze e suoli poco profondi, indipendentemente dal contesto geologico e dal tipo di copertura vegetale, l'effetto combinato dell'accumulo idrico nella zona insatura e dell'apporto di precipitazione gioca un ruolo dominante non solo sull'attivazione del deflusso sottosuperficiale, ma anche sul deflusso totale del bacino (Figura 5.4).

*PRINCIPALI FATTORI CHE CONTROLLANO IL DEFLUSSO SOTTOSUPERFICIALE:
TOPOGRAFIA DI VERSANTE*

L'influenza della topografia di versante sulla distribuzione spaziale del livello di falda è stata esaminata considerando tre indici topografici (area contribente, pendenza locale e *TWI*), riferiti ad ogni pozzo piezometrico. Tali indici sono stati correlati non parametricamente con i picchi di falda registrati su ogni pozzo piezometrico sui due versanti per i 63 eventi afflusso-deflusso selezionati (Figura 5.7). Le correlazioni sono state calcolate separatamente per entrambe le classi di *ASI+Pcum* (Figura 5.4 e 5.5 e Tabella 5.3).

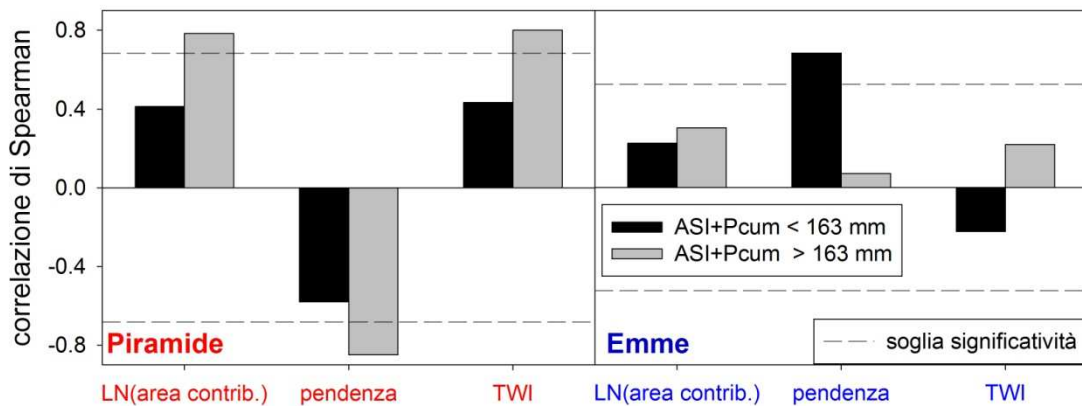


Figura 5.7: Istogrammi dei coefficienti di correlazione di Spearman tra i picchi del livello di falda e tre indici topografici, per ogni piezometro. L'analisi viene riportata separatamente per le due classi di eventi (sotto o sopra la soglia della somma dell'indice di umidità del suolo e pioggia cumulata dell'evento (*ASI+Pcum*)). Pannello a sinistra: Piramide; Pannello a destra: Emme.

Sul versante Piramide (Figura 5.7, pannello di sinistra), i risultati indicano che il valore di picco piezometrico aumenta all'aumentare dell'area contribente e del *TWI*, e al diminuire della pendenza. Questo rivela, come atteso, che il livello di falda era più vicino alla superficie del suolo in aree relativamente pianeggianti situate alla base del versante, mentre era più profondo in aree localizzate più in alto sul versante. L'andamento delle correlazioni è simile per le due classi di eventi; è possibile notare tuttavia che la correlazione esibisce i valori più alti e statisticamente significativi per la classe di eventi che eccedono la soglia, cioè per quegli eventi con precipitazioni cumulate medio-alte e caratterizzati da condizioni

antecedenti relativamente umide. Questo suggerisce che quando l'umidità del suolo aumenta e il deficit di saturazione viene colmato, il comportamento idrologico del bacino tende verso condizioni di stato stazionario, controllato spazialmente dal *TWI*. Queste osservazioni sono consistenti con i risultati di Dhakal e Sullivan (2012) i quali trovarono una relazione positiva e statisticamente significativa tra *TWI* e picco piezometrico per un gruppo di piezometri molto reattivi, generalmente posizionati in aree convergenti di un piccolo bacino forestato. Al contrario, sul versante Emme (Figura 5.7, pannello di destra), le correlazioni con i tre indici topografici erano generalmente più basse e statisticamente non significative in confronto a Piramide, probabilmente a causa delle caratteristiche topografiche non così marcate rispetto all'altro versante. Da un lato questo è in disaccordo con i risultati di Bachmair e Weiler (2012) i quali trovarono che, sebbene i loro versanti fossero planari, la topografia (insieme alle caratteristiche dei suoli) spiegava la maggior parte della variabilità del livello di falda. Dall'altro lato, questi risultati concordano con studi precedenti che dimostrano come il deflusso sottosuperficiale non sia legato alla sola area contribuente (Fannin et al., 2000; Freer et al., 2002; Anderson et al., 2010). Queste conclusioni sono derivate da lavori su siti caratterizzati da entità morfologiche diverse da Piramide e più simili alla topografia planare di Emme. In questo versante, l'unica correlazione significativa tra i picchi del livello di falda e gli indici topografici è stata trovata con la pendenza locale per la Classe 1. Questo risultato sembra contro intuitivo, essendo il coefficiente di correlazione positivo, indicando valori di picco più alti (cioè più vicini al livello del suolo) per valori di pendenza elevati. Ciò può essere dovuto all'influenza di tre o quattro piezometri (M23, M22, M6, M21) posizionati in un piccolo impluvio nella parte alta di Emme (Figura 5.11), dove il livello di falda tende a reagire notevolmente in funzione della pendenza, e probabilmente della profondità del suolo, solo in condizioni umide. Comunque, ulteriori studi sarebbero necessari per comprendere tale comportamento. Al contrario di Piramide, dove la topografia spiega gran parte della variabilità del livello massimo di falda, su Emme la complessità della generazione del deflusso sottosuperficiale ed il verificarsi di comportamenti inaspettati risultano probabilmente dalla combinazione di diversi fattori riguardanti le proprietà del versante che possono comprendere le variazioni temporali delle direzioni del deflusso (Rodhe e Seibert, 2011), le depressioni e la micro-topografia della roccia madre (Freer et al., 2002; Tromp-van Meerveld e McDonnell, 2006; Lanni et al., 2012a,b), la permeabilità e la pendenza della roccia madre (Hopp e McDonnell, 2009).

STRUTTURA TEMPORALE DEL DEFLUSSO SOTTOSUPERFICIALE

Coerentemente con osservazioni precedenti in altri bacini montani di climi temperato-umidi (Fannin et al., 2000; Anderson et al., 2010; Haugh e van Meerveld, 2011; Bachmair et al., 2012), è stato riscontrato che il deflusso sottosuperficiale nel bacino del Rio Ponte è molto variabile nello spazio e nel tempo. Anche piezometri posizionati a pochi metri di distanza hanno mostrato, a volte, comportamenti distinti in termini di magnitudine e di tempo di risalita. Analogamente ai risultati delle ricerche di altri autori (Fannin et al., 2000; Seibert et al., 2003; Penna et al., 2010; Haught e van Meerveld, 2011; Rodhe e Seibert, 2011; Vidon, 2011), è stato osservato che piezometri posizionati in diverse porzioni del versante non hanno reagito in modo sincrono all'apporto di precipitazione, ma hanno mostrato diverse dinamiche temporali (Figura 5.8).

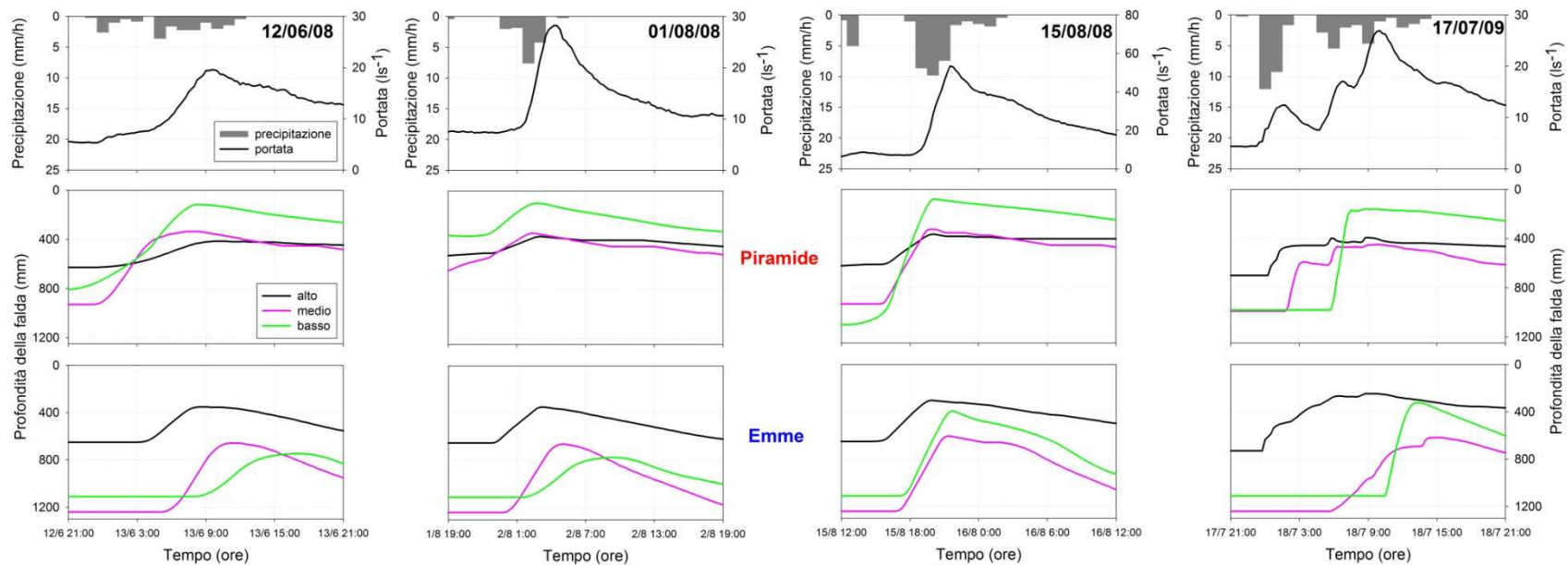


Figura 5.8: Esempio di diverse dinamiche temporali per piezometri situati nella parte bassa, nella parte media, e nella parte alta del versante, per gli eventi del 12 Giugno 2008 (Pcum: 19.2 mm), del 1 Agosto 2008 (Pcum: 27.8 mm), del 15 Agosto 2008 (Pcum: 43.0 mm), del 17 Luglio 2009 (Pcum: 47.6 mm). I piezometri selezionati per il versante Piramide sono: alto=P9, medio=P5, basso=P1. I piezometri selezionati per il versante Emme sono: alto=M6, medio=M3, basso=M11.

Per analizzare le dinamiche di risposta dei picchi di falda, la struttura temporale della variazione del livello di falda è stata messa in relazione con la distanza dal torrente e *TWI* (Figura 5.9) e quindi, indirettamente, con la profondità del suolo media (Figura 5.15).

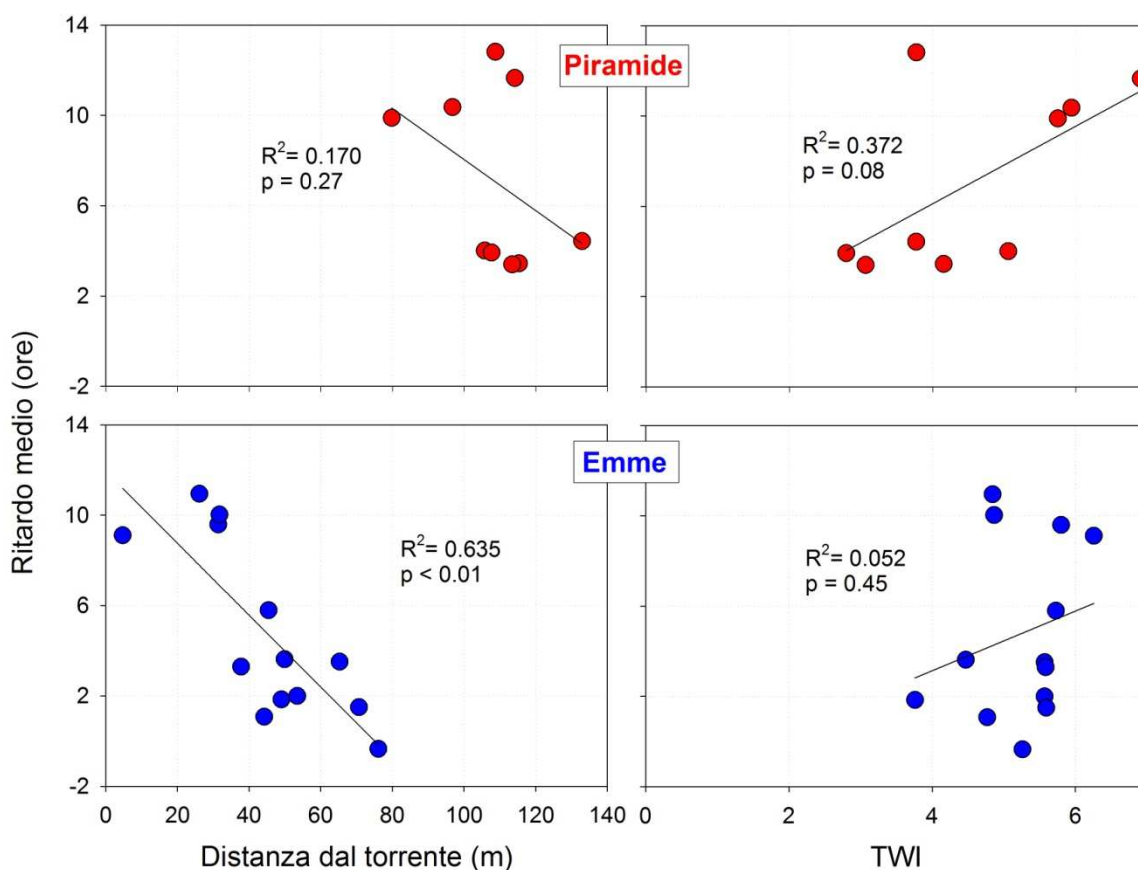


Figura 5.9: Relazione del ritardo medio della risposta piezometrica con la distanza dal torrente e il Topographic Wetness Index per il versante Piramide (rispettivamente pannello a sinistra e a destra, riga in alto) e per il versante Emme (rispettivamente pannello a sinistra e a destra, riga in basso), considerando gli eventi in cui tutti i piezometri hanno registrato una variazione del livello di falda. Si noti che i piezometri M2 e M11 sono stati esclusi a causa del loro esiguo numero di risposte.

I risultati evidenziano un significativo aumento del ritardo tra il picco del livello di falda e il picco di portata all'aumento del valore di TWI su Piramide (Figura 5.9, pannello in alto a destra) ed alla diminuzione del valore della distanza dal torrente su Emme (Fig. 5.9, pannello in basso a sinistra). Tenendo conto della relazione fra tali variabili e lo spessore

dei suoli, si osserva che il livello di falda nei piezometri posizionati nella parte alta del versante, lontano dal torrente e con valori relativamente bassi di *TWI*, raggiunge il picco prima rispetto al livello di falda misurato nei piezometri posizionati nella parte bassa del versante e più vicino al torrente, come risultato della presenza di suoli meno profondi nella parte alta dei versanti. Comunque, la relazione per Piramide è stata più debole rispetto ad Emme, dove oltre il 60% della variabilità dei ritardi viene spiegata da variazioni nella distanza dal torrente, la quale è caratterizzata da una forte relazione lineare con la profondità del suolo (Figura 5.15). Questo suggerisce che in versanti convessi, come Piramide, oltre alla profondità del suolo devono essere ricercati altri fattori per una migliore comprensione della variabilità dei ritardi. Invece, su versanti caratterizzati da una morfologia generalmente planare e regolare, dove la profondità del suolo aumenta regolarmente dalla cima verso la base (come per Emme), la profondità del suolo può essere considerata come un indicatore affidabile della struttura temporale del deflusso sottosuperficiale.

Questi risultati concordano con le osservazioni di Rodhe e Seibert (2011) i quali hanno notato che i livelli di falda erano più reattivi nelle parti alte del versante. Comunque, contrariamente alla nostra interpretazione che ha legato la più veloce risposta del livello di falda al minor spessore del suolo, tali autori hanno spiegato la rapida risposta della parte alta del versante mettendola in relazione con la presenza di una concavità nella cima del versante, che potrebbe generare un deflusso sottosuperficiale relativamente consistente e veloce durante gli eventi (Rodhe e Seibert, 2011). È interessante notare come i nostri risultati siano contrastanti con quelli ottenuti a scala di piccolo bacino e di versante in climi temperato-umidi, dove è stato osservato che i piezometri posizionati nelle parti alte dei versanti erano caratterizzati da una risposta ritardata rispetto ai piezometri della zona riparia o ai piedi del versante (Montgomery et al., 1997; Seibert et al., 1997, 2003; Frisbee et al., 2007; Inamdar e Mitchell, 2006, 2007; Haught e van Meerveld, 2011; Vidon, 2011). In particolare, Montgomery et al. (1997) hanno trovato che l'innalzamento del livello di falda iniziava dai piezometri situati alla base del versante per poi estendersi verso la parte alta del versante e, analogamente, il picco di falda veniva raggiunto prima nella parte bassa del versante e poi si estendeva progressivamente alla parte alta del versante. Seibert et al. (2003) osservarono che i livelli di falda più vicini al torrente erano in fase e ben correlati con i livelli di portata del torrente, mentre in aree più lontane erano in ritardo rispetto alla portata. Analogamente, Haught e van Meerveld (2011), hanno trovato che le aree in alto sul versante rispondevano in ritardo rispetto alle aree in basso (cioè, la falda

variava in funzione della distanza dal torrente), e dedussero che la parte alta del versante non rappresentava il maggior contributo al picco di portata. Questi tre studi ipotizzarono che la risposta asincrona della falda lungo il versante potesse riflettere la correlazione tra spessore del suolo e distanza dal torrente e quindi potesse variare in funzione della profondità del suolo. Nel nostro caso, i dati sperimentali disponibili dal bacino del Rio Ponte ci hanno consentito di fornire una spiegazione sperimentale del controllo esercitato dallo spessore del suolo sulla variabilità temporale del deflusso sottosuperficiale a scala di versante. Inoltre, le nostre conclusioni supportano precedenti osservazioni sul bacino CB1 (Oregon Coast Range, USA) dove il ritardo aumentava all'aumentare della profondità dalla superficie (Montgomery et al., 2002) e sul versante di Panola, dove è stato osservato che il primo livello di falda misurabile si verificava nei pozzi piezometrici installati sulle aree con suoli meno profondi (Tromp-van Meerveld e McDonnell, 2006b).

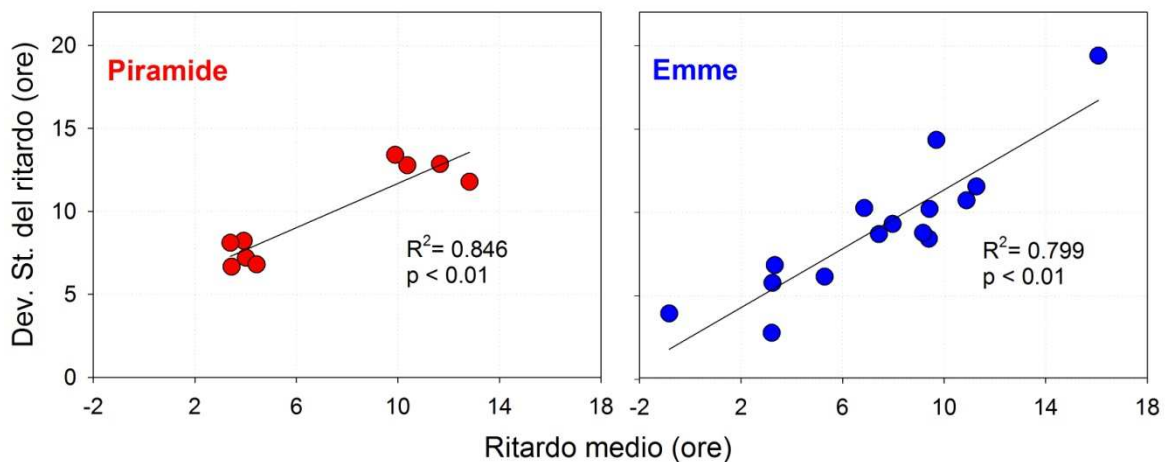


Figura 5.10: Relazione tra la media e la deviazione standard dei ritardi tra il picco del livello di falda ed il picco di portata per il versante Piramide (pannello a sinistra) ed il versante Emme (pannello a destra).

È stata osservata una correlazione positiva tra la media e la deviazione standard dei ritardi tra picco di falda e picco di portata, per entrambi i versanti (Figura 5.10). Questo significa che i piezometri caratterizzati dai ritardi più lunghi, cioè i pozzi situati ai piedi del versante e più vicino al torrente, hanno mostrato una maggior variabilità dei ritardi rispetto ai piezometri delle parti alte del versante. Questo concorda con i risultati di Haught e van Meerveld (2011), i quali trovarono che i piezometri con i ritardi maggiori (nel loro caso i piezometri posizionati nella parte alta del versante) avevano una maggior variabilità nei

ritardi. Nel nostro caso, i suoli poco profondi esercitano verosimilmente un forte controllo sull'attivazione della falda effimera determinandone una risposta veloce e poco variabile, sulle parti alte del versante. Rimangono poco chiare, invece, le ragioni dell'elevata variabilità temporale delle dinamiche di deflusso sottosuperficiale nella parte bassa del versante. Un esempio delle dinamiche di risposta del livello di falda durante quattro eventi con P_{cum} crescente sono riportati in Figura 5.8. Per chiarezza, vengono presentati solo tre piezometri rappresentativi della parte bassa, media e alta di entrambi i versanti. Da un lato, la struttura temporale dei livelli di falda, caratterizzata da una rapida crescita nella parte alta del versante e da una reazione ritardata nella parte bassa del versante risulta più evidente e congruente su Emme, riflettendo la maggior correlazione (Figura 5.9), rispetto a Piramide, tra ritardo medio e distanza dal torrente (considerato come indicatore della profondità del suolo). Infatti, su Piramide esiste una maggior variabilità, con i piezometri più alti che non sempre raggiungono il picco prima di quelli bassi, in modo consistente con la correlazione più debole, rispetto a Emme, tra ritardo medio e TWI (considerato come indicatore della profondità del suolo). Dall'altro, la struttura spaziale dei livelli di falda, con piezometri nella parte bassa del versante che esibiscono livelli di falda più alti rispetto a quelli di medio e alto versante, è più chiara e più coerente per Piramide, dove la topografia più marcata rispetto all'altro sito gioca un ruolo dominante sui livelli massimi di falda (Figura 5.7).

5.2. GENERAZIONE DI DEFLUSSO SOTTOSUPERFICIALE A SCALA DI VERSANTE: RIO LARICI

Le variabili idro-meteorologiche utilizzate in questo studio sono state monitorate continuamente dal 25 Giugno al 20 Ottobre degli anni 2008, 2009 e 2010 su un versante del bacino del Rio Larici (Figura 5.14).

Tabella 5.5: Caratteristiche principali delle serie temporali di portata, umidità del suolo e livello di falda per i tre anni di studio.

	2008	2009	2010
Precipitazione cumulata (mm)	506	351	412
Portata media del torrente ($l s^{-1}$)	0.9	0.6	0.7
Umidità del suolo media (%)	52.3	51.7	48.9
Livello di falda medio (mm dalla superficie del suolo)	618	654	720

La precipitazione cumulata, come riportato nel capitolo 5.1, è stata di 506 mm, 351 mm, e di 412 mm, rispettivamente per gli anni 2008, 2009, e 2010 (Tabella 5.5). La precipitazione media degli ultimi venti anni (1992-2011) in quest'area, e per lo stesso periodo è stata di 503 mm: questo indica che il 2009 e il 2010 sono stati anni relativamente secchi, mentre il 2008 ha avuto una precipitazione molto vicina alla media di lungo termine. La portata del torrente ha risentito di questa variabilità interannuale, assumendo i valori medi più alti nel 2008, e i valori medi più bassi nel 2009 (Tabella 5.5).

Dall'osservazione dei livelli di falda misurati nei pozzi piezometrici è stato possibile distinguere nettamente 3 gruppi di piezometri (Figura 5.11, pannello di sinistra). Il raggruppamento dei piezometri è stato effettuato in base alla mediana del livello di falda misurato da ogni strumento nell'arco dei tre periodi di studio degli anni 2008-09-10 (Tabella 5.6). Il Gruppo 1 è caratterizzato da un livello di falda basso (mediana > 1000 mm dal livello del suolo), il Gruppo 2 da un livello intermedio (mediana compresa tra 400 e 800 mm) e il Gruppo 3 da un livello relativamente alto (mediana compresa tra 200 e 400 mm), quindi più vicino alla superficie del terreno (Figura 5.11, pannello di sinistra). Anche l'osservazione del picco del livello di falda misurato dai singoli pozzi piezometrici ha evidenziato una netta distinzione fra i tre gruppi di strumenti. In Figura 5.11 (pannello di destra) si presentano i box plot, per ogni gruppo di piezometri, del valore medio dei picchi del livello di falda.

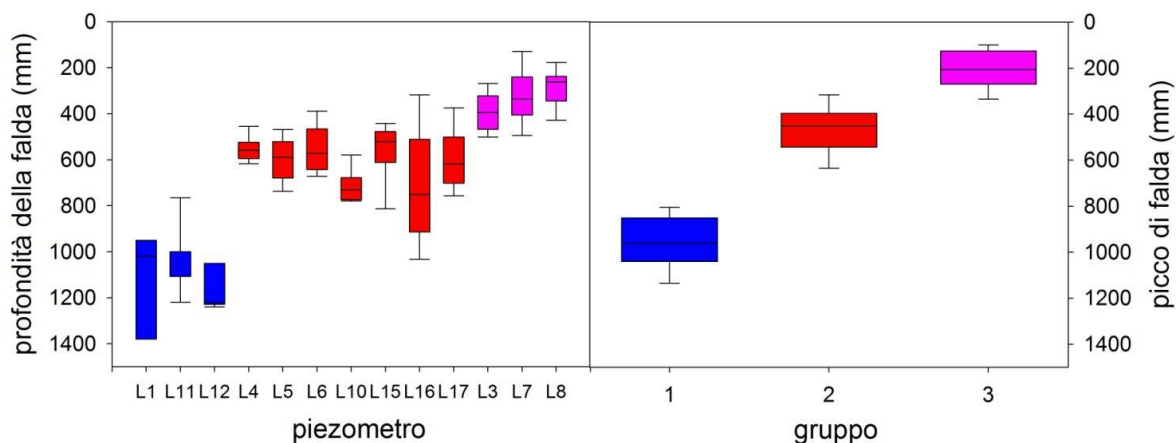


Figura 5.11: Box plot dei livelli di falda misurati dai piezometri posizionati sul Rio Larici (pannello di sinistra), e box plot, per ogni gruppo di piezometri, del valore medio dei picchi del livello di falda (pannello di destra).

Tabella 5.6: Caratteristiche principali delle serie temporali di portata, umidità del suolo e livello di falda per i tre anni di studio.

	Gruppo 1	Gruppo 2	Gruppo 3
Piezometri	L1	L4	L3
	L11	L5	L7
	L12	L6	L8
		L10	
		L15	
		L16	
		L17	
Mediana del livello di falda (mm)	> 1000	400 ÷ 800	200 ÷ 400

Per verificare se il raggruppamento effettuato su pura base osservativa avesse anche una robustezza dal punto di vista statistico, è stata effettuata una Cluster Analysis all'intera serie temporale dei dati di altezza di falda. Questa tecnica è stata utilizzata anche nel lavoro di Anderson et al. (2010) per verificare la precisione e l'oggettività di un raggruppamento

dei piezometri effettuato su base topografica. L'applicazione della Cluster Analysis ha fornito una principale distinzione in tre gruppi (Figura 5.12). Anche il risultato di questo approccio concorda con il raggruppamento effettuato precedentemente. Inoltre, questi risultati evidenziano una maggior similitudine tra i Gruppi 2 e 3 ed una minor similitudine tra questi ultimi ed il Gruppo 1.

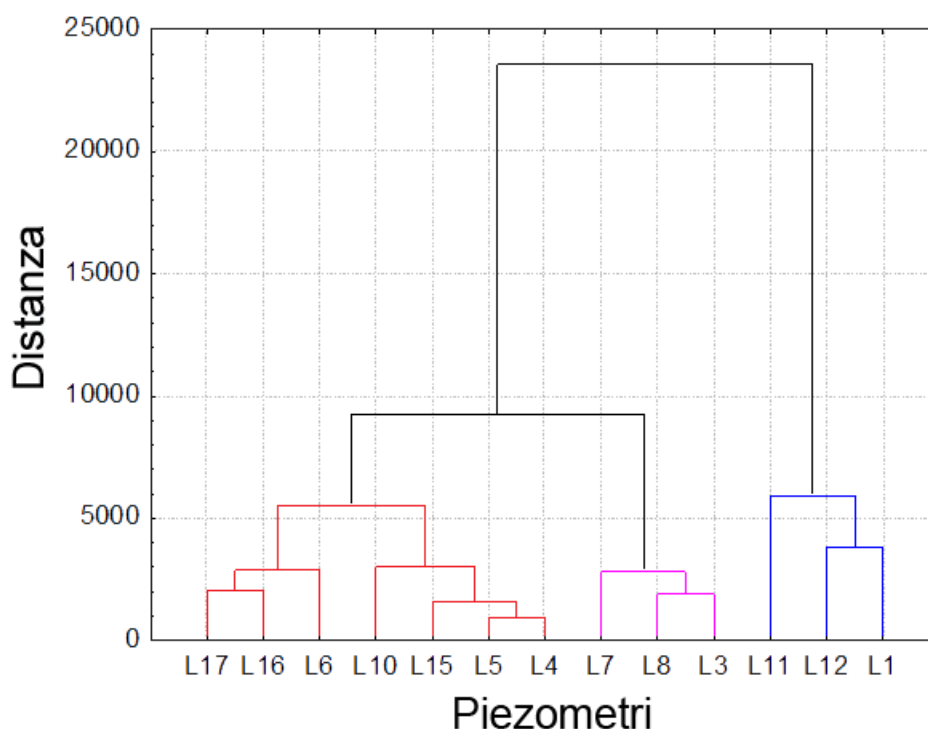


Figura 5.12: Dendrogramma derivante dall'applicazione della Cluster Analysis alla serie temporale dei livelli di falda dei singoli piezometri.

In Figura 5.13 viene rappresentata la distribuzione spaziale dei tre gruppi di piezometri sul bacino del Rio Larici, ove si può notare che non esiste una netta caratterizzazione topografica. Questo risultato concorda con le osservazioni di Anderson et al. (2010), i quali, analizzando il deflusso sottosuperficiale del bacino Russel Creek (Isola di Vancouver, British Columbia, Canada), hanno trovato una elevata variabilità tra pozzi piezometrici apparentemente simili ed una scarsa relazione con la topografia superficiale. Gli autori ipotizzarono che tale variabilità potesse derivare dalla distribuzione dello spessore dei suoli e dalla microtopografia.

Sul bacino del Rio Larici è stata misurata la profondità del suolo nelle vicinanze di ciascun pozzo piezometrico, ma il suolo è risultato più profondo della lunghezza massima del

nostro strumento (150 cm). Per tale ragione non è stato possibile correlare alcuna variabile del deflusso sottosuperficiale con la profondità dei suoli. Nell'area indagata del bacino del Rio Larici, quindi, lo spessore del suolo è superiore rispetto ai versanti Piramide ed Emme (capitolo 5.1).

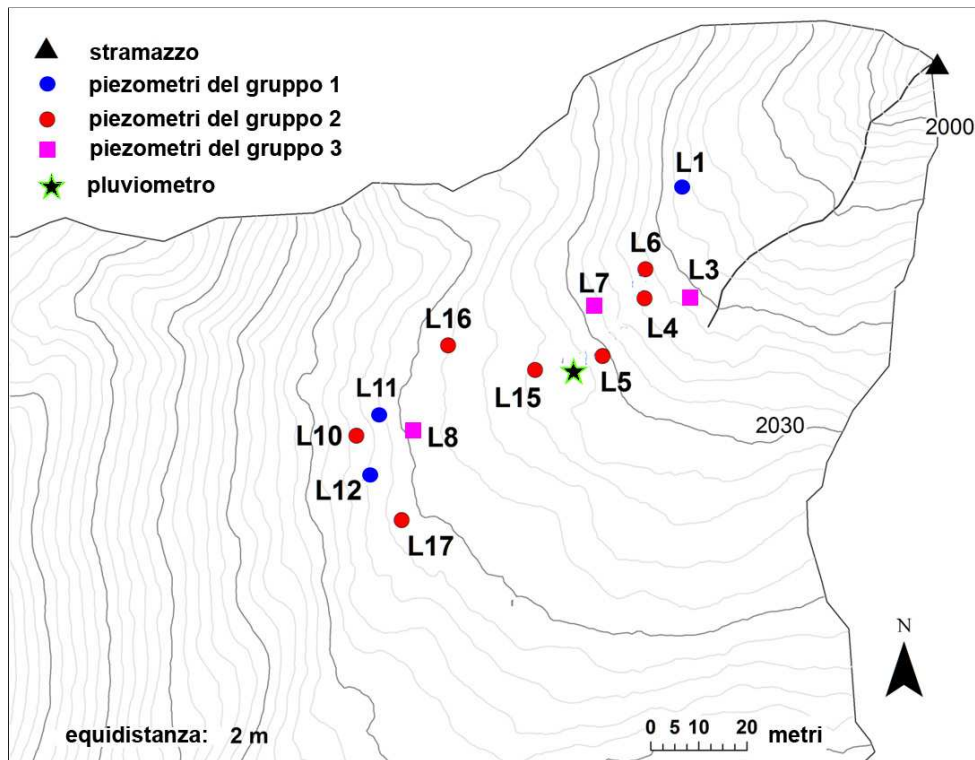


Figura 5.13: Rappresentazione della distribuzione spaziale dei tre gruppi di piezometri sul bacino del Rio Larici.

Gli andamenti temporali della portata del torrente e dell'umidità del suolo sono concordanti, con una risposta generalmente veloce agli eventi di precipitazione per entrambe le variabili, come osservato sul bacino del Rio Ponte (capitolo 5.1). In particolare, l'umidità del suolo è stata piuttosto sensibile ai periodi con assenza di precipitazione, o comunque con bassi valori di cumulata, mostrando marcate diminuzioni che si accordano bene con le portate minime del torrente (Figura 5.14). Il livello di falda medio dei tre gruppi di piezometri è stato più vicino alla superficie del suolo nell'anno più umido (2008), risentendo maggiormente dei periodi secchi negli anni 2009 e 2010. Contrariamente alla reazione veloce dell'umidità del suolo e della portata del torrente, il livello di falda ha mostrato una risposta ritardata o una mancata risposta a piccoli eventi o

in condizioni secche. Questo comportamento disaccoppiato è simile a quanto osservato sul bacino del Rio Ponte (capitolo 5.1). Il livello medio di falda dei tre gruppi di strumenti è stato sempre ben distinto mostrando i valori più alti per il Gruppo 3 e i valori più bassi per il Gruppo 1, mentre il Gruppo 2 ha mostrato un livello intermedio tra gli altri due gruppi. Per indagare i principali controlli sulla risposta sottosuperficiale nel bacino del Rio Larici, l'analisi è stata basata su 63 eventi di afflusso-deflusso selezionati tra i tre periodi di studio (Tabella 5.7).

Tabella 5.7: Caratteristiche principali degli eventi afflusso-deflusso selezionati. *Pcum*: Precipitazione cumulata di evento.

		2008	2009	2010	TOT
Numero di eventi		24	15	24	63
<i>Pcum</i> minima (mm)		5.8	6.6	5.4	-
<i>Pcum</i> massima (mm)		43.0	47.6	48.8	-
<i>Pcum</i> media (mm)		17.2	19.0	15.1	17.1
Picco massimo di portata del torrente (ls ⁻¹)		15.1	11.0	20.0	-
Deflusso diretto massimo (mm)		2.4	1.9	3.2	-
Picco di falda massimo (mm dalla superficie del suolo)	Gruppo 1	667	803	621	-
	Gruppo 2	283	286	263	-
	Gruppo 3	136	88	76	-

Nell'anno 2009 sono stati selezionati 15 eventi, mentre negli anni 2008 e 2010 sono stati individuati 24 eventi. Il valore medio di precipitazione cumulata, per i 63 eventi selezionati, è stato di 17.1 mm; mentre nel complesso, la precipitazione è variata tra 5.4 mm e 48.8 mm. L'evento del 14-15 Agosto 2010 è stato caratterizzato dal più alto valore di precipitazione cumulata (48.8 mm) che ha determinato i più elevati valori di portata e di falda (Tabella 5.7 e Figura 5.14).

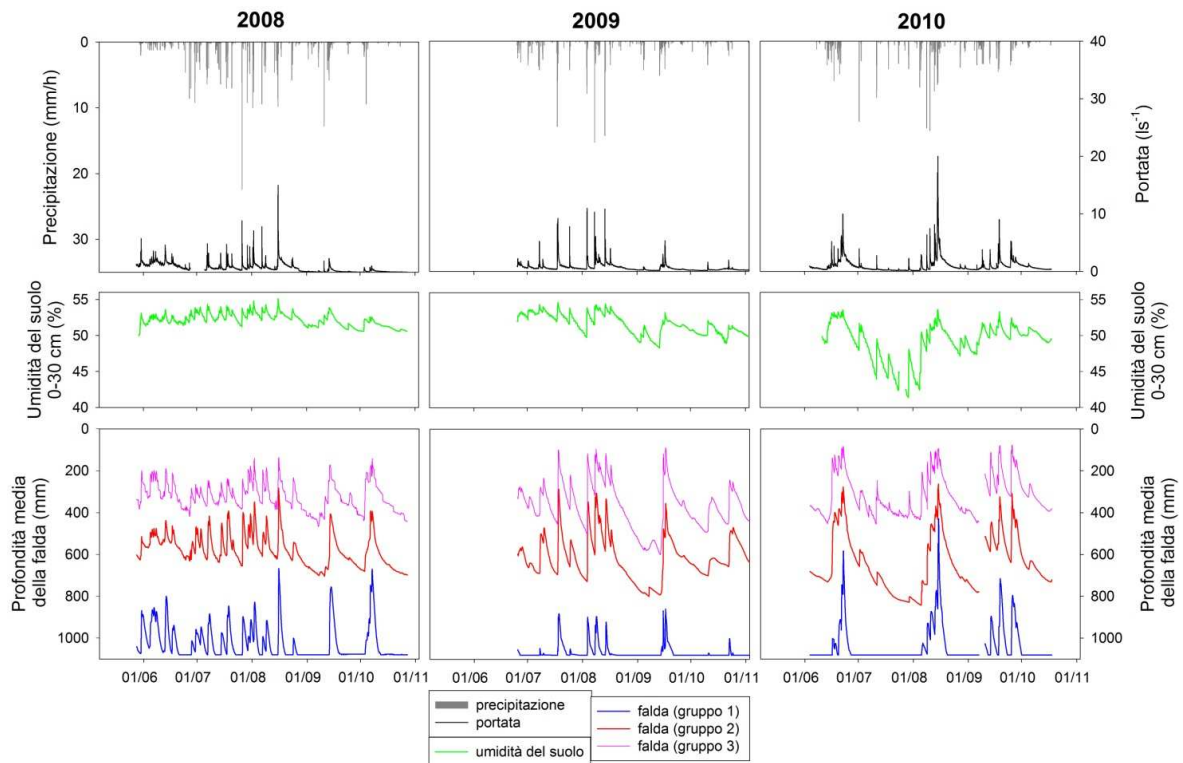


Figura 5.14: Serie temporali orarie di precipitazione, portata del torrente, umidità del suolo media, e livello di falda medio per ogni versante, per i tre periodi di studio (Rio Larici).

La relazione tra la portata del torrente e il livello di falda è risultata essere di tipo non lineare anche sul Rio Larici (Figura 5.15), come osservato sui versanti Piramide ed Emme (Figura 5.2). Questo tipo di relazione deriva dalle differenti dinamiche temporali delle variazioni di falda e portata. In Figura 5.15 si riportano i diagrammi a dispersione della relazione tra la portata del Rio Larici ed il livello di falda misurato da tre piezometri rappresentativi dei tre gruppi (piezometro L12 per il Gruppo 1, L15 per il Gruppo 2, L3 per il Gruppo3). Questi grafici evidenziano una somiglianza notevole tra il Gruppo 2 e il Gruppo 3, sebbene il livello di falda sia sensibilmente più alto in quest'ultimo gruppo. Si nota, inoltre, che il livello di falda è superiormente limitato per entrambi i gruppi (vedi capitolo 5.1). Il piezometro L15, per bassi valori di portata, mostra una limitazione inferiore del livello di falda, data dalla profondità massima di installazione dello strumento. In tali condizioni secche il livello di falda era più basso, ma non poteva venire intercettato dallo strumento. Il Gruppo 1 mostra una relazione molto dispersa, dovuta al fatto che mancano i dati del livello di falda profonda (>1200 mm). Questi piezometri sono installati in punti in cui il livello di falda è generalmente basso e raggiungeva la base dello

strumento solo in condizioni di umidità elevate, per cui lo strumento riusciva a registrare solo i picchi delle fluttuazioni di falda.

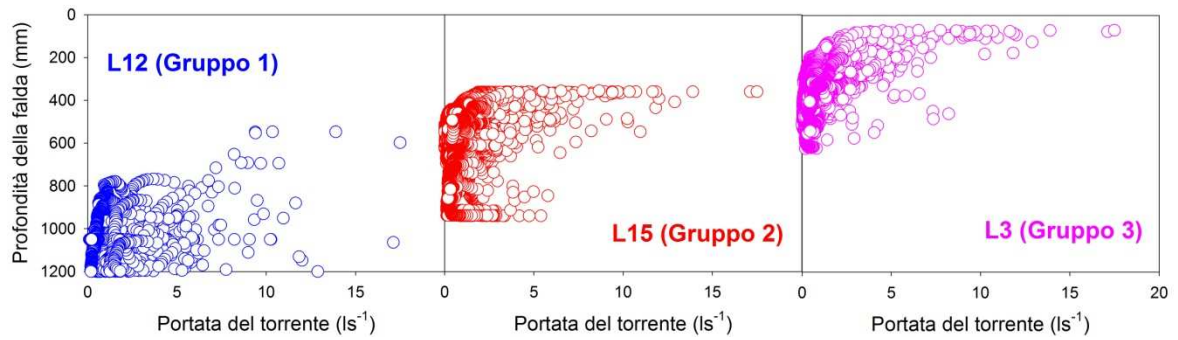


Figura 5.15: Diagrammi a dispersione tra la portata del Rio Larici ed il livello di falda registrato in tre pozzi piezometrici rappresentativi dei tre gruppi (piezometro L12 per il Gruppo 1, L15 per il Gruppo 2, L3 per il Gruppo 3).

*PRINCIPALI FATTORI CHE CONTROLLANO IL DEFLUSSO SOTTOSUPERFICIALE:
CONDIZIONI INIZIALI*

I processi di generazione del deflusso nel bacino del Rio Larici sono caratterizzati da comportamenti a soglia. Precedenti studi hanno mostrato che la relazione afflussi-deflussi è di tipo non lineare e fortemente dipendente dall'umidità antecedente, e che repentini aumenti del livello di portata del torrente, del coefficiente di deflusso, e del livello di falda si verificano al superamento di una certa soglia di umidità del suolo (Penna et al., 2011). In accordo con questi risultati, si è osservato che esiste una relazione a soglia anche tra il deflusso diretto e la somma dell'indice di umidità del suolo (*ASI*) e la precipitazione cumulata (*Pcum*) (Figura 5.16), per i 63 eventi selezionati.

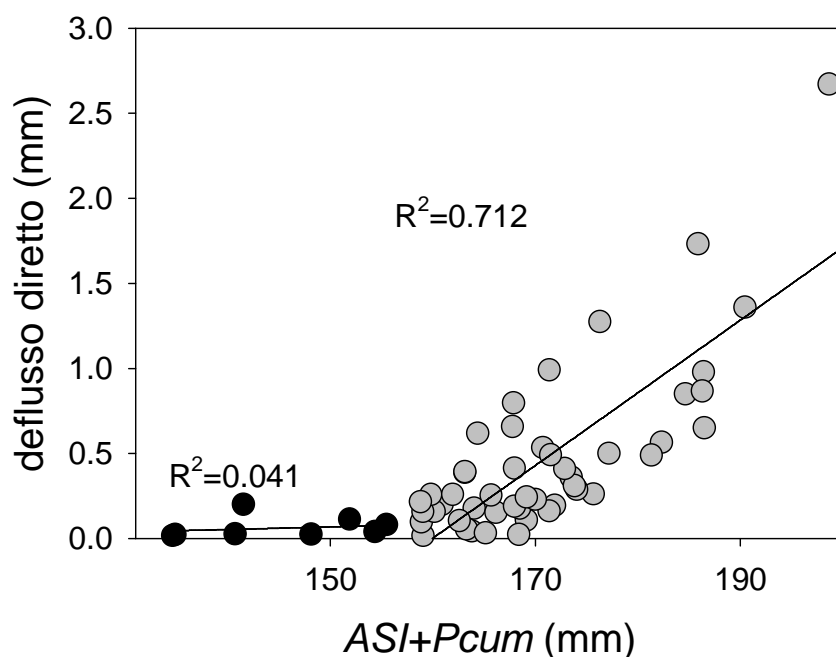


Figura 5.16: Relazione a soglia tra *ASI+Pcum* e deflusso diretto (bacino del Rio Larici).

Gli eventi che si collocano sotto la soglia, identificata approssimativamente a 157 mm, mostrano bassi valori di deflusso diretto che sono scarsamente correlati con *ASI+Pcum* ($R^2 = 0.041$, $p = 0.63$), mentre gli eventi posizionati sopra la soglia mostrano valori di deflusso diretto più alti che sono correlati linearmente con *ASI+Pcum* ($R^2 = 0.712$, $p < 0.01$). Questa relazione è simile a quella osservata sul bacino del Rio Ponte (Figura 5.4) e a quella individuata da altri autori (Detty e McGuire, 2010a,b; Congsheng et al., 2012). Sulla base

di questa soglia, gli eventi sono stati raggruppati in due classi caratterizzate da valori medi significativamente diversi (T-test, $p < 0.01$) di umidità del suolo pre-evento e di precipitazione cumulata (Tabella 5.8).

Tabella 5.8: Classi di $ASI+Pcum$ per gli eventi di pioggia selezionati.

Classi di $ASI + Pcum$			ASI (mm)			$Pcum$ (mm)		
Classe	Limiti (mm)	N° di eventi	Max	Medio	Min	Max	Medio	Min
1- Sotto la soglia	135-157	8	150.2	135.3	124.2	20.2	10.0	5.4
2- Sopra la soglia	158-203	55	160.5	154.5	134.7	56.6	18.1	5.8

Gli eventi appartenenti alla Classe 1 (sotto la soglia) sono pochi rispetto agli eventi della Classe 2 (sopra la soglia), confermando la tendenza generale di questi bacini verso uno stato di umidità piuttosto elevato (Penna et al., 2013).

Il ruolo delle condizioni iniziali del bacino e delle caratteristiche dell'evento piovoso sul deflusso sottosuperficiale sono state indagate mediante l'analisi delle correlazioni. A causa della generale non linearità dei processi di generazione del deflusso sottosuperficiale, è stata scelta la correlazione non parametrica di Spearman (Haught e van Meerveld, 2011). Sono stati calcolati i coefficienti di correlazione di Spearman tra ASI , durata della precipitazione, $Pcum$, $ASI+Pcum$ dei 63 eventi e due metriche che indicano l'entità del deflusso sottosuperficiale, che sono: i) il numero di risposte degli strumenti (cioè, il numero di pozzi piezometrici che sono stati attivati durante o immediatamente dopo un evento) che indica il grado di connettività sottosuperficiale nel versante, e ii) il picco del livello di falda medio di ogni gruppo di piezometri (Figura 5.17).

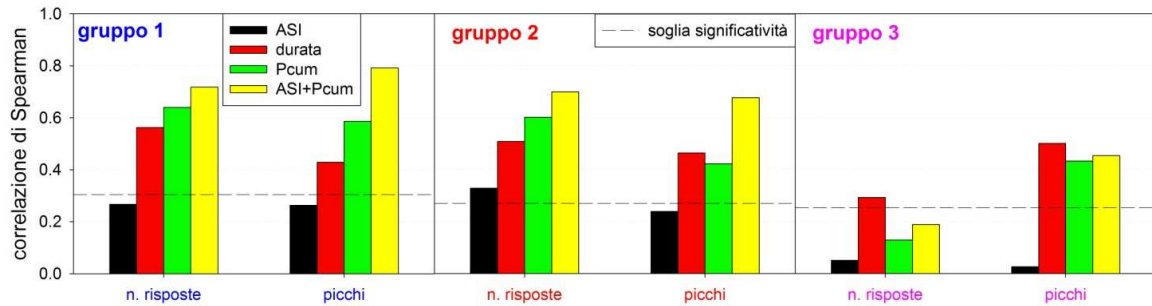


Figura 5.17: Istogrammi dei coefficienti di correlazione di Spearman tra due caratteristiche della risposta piezometrica (numero di strumenti che hanno risposto e picco del livello di falda medio di ogni gruppo) e variabili legate alle caratteristiche dell'evento piovoso e alle condizioni iniziali (Antecedent Soil water Index, durata della precipitazione, Pioggia cumulata dell'evento). Pannello a sinistra: Gruppo 1; Pannello centrale: Gruppo 2; Pannello a destra: Gruppo 3. Soglia di significatività con $\alpha=0.05$.

Gli andamenti delle correlazioni sono risultati simili per il Gruppo 1 ed il Gruppo 2, dove la maggior parte delle correlazioni sono risultate statisticamente significative ($p < 0.05$). In aggiunta alla durata della precipitazione, è stata testata anche l'intensità della precipitazione, ma le correlazioni sono risultate sempre molto deboli, indicando, in accordo con Fannin et al. (2000) e Dhakal e Sullivan (2012), che il deflusso sottosuperficiale era indipendente dall'intensità di pioggia. Per tutti e tre i gruppi, ASI è stato il peggior indicatore dell'attivazione dei pozzi piezometrici e dei picchi del livello di falda.

In ogni caso, la maggior variabilità del livello di falda è stato spiegato da *Pcum* e, in particolar modo dalla somma di *ASI* e *Pcum* (Figura 5.17). Questi risultati concordano con quanto è stato riscontrato sui versanti sperimentali del bacino del Rio Ponte (capitolo 5.1). Per quanto riguarda il Gruppo 3, invece, i coefficienti di correlazione hanno assunto valori piuttosto bassi e non sempre significativi. In particolare, le correlazioni tra il numero di risposte e *Pcum* e *ASI+Pcum* sono risultate essere non significative. Tale comportamento si spiega dal fatto che questo gruppo ha avuto un livello di falda piuttosto elevato e pertanto i pozzi piezometrici si sono attivati quasi sempre, indipendentemente dalle caratteristiche dell'evento piovoso. Le correlazioni con i picchi, invece, sono risultate essere significative, ma con valori inferiori rispetto agli altri due gruppi; ciò è spiegato dalla limitazione superiore del livello di falda di questo gruppo (Anderson et al., 2010).

ANALISI DELLA NON-LINEARITÀ TRA LIVELLO DI PORTATA E LIVELLO DI FALDA

Le diverse dinamiche della portata del torrente e del deflusso sottosuperficiale, a scala di evento, hanno fatto osservare isteresi nella relazione tra le due variabili (Figura 5.18). L'isteresi si genera quando le variazioni tra queste due variabili non sono sincrone. Sono stati osservati, infatti, dei ritardi nel livello di falda rispetto al livello di portata, sia per quanto riguarda l'inizio del ramo di concentrazione sia per il raggiungimento del picco. Osservando le dinamiche del livello di falda è stato notato un ritardo crescente passando dal Gruppo 1 al Gruppo 2 al Gruppo 3. Questo ritardo si è verificato sia nell'inizio del ramo di concentrazione sia nel raggiungimento del picco (Figura 5.18, pannello centrale).

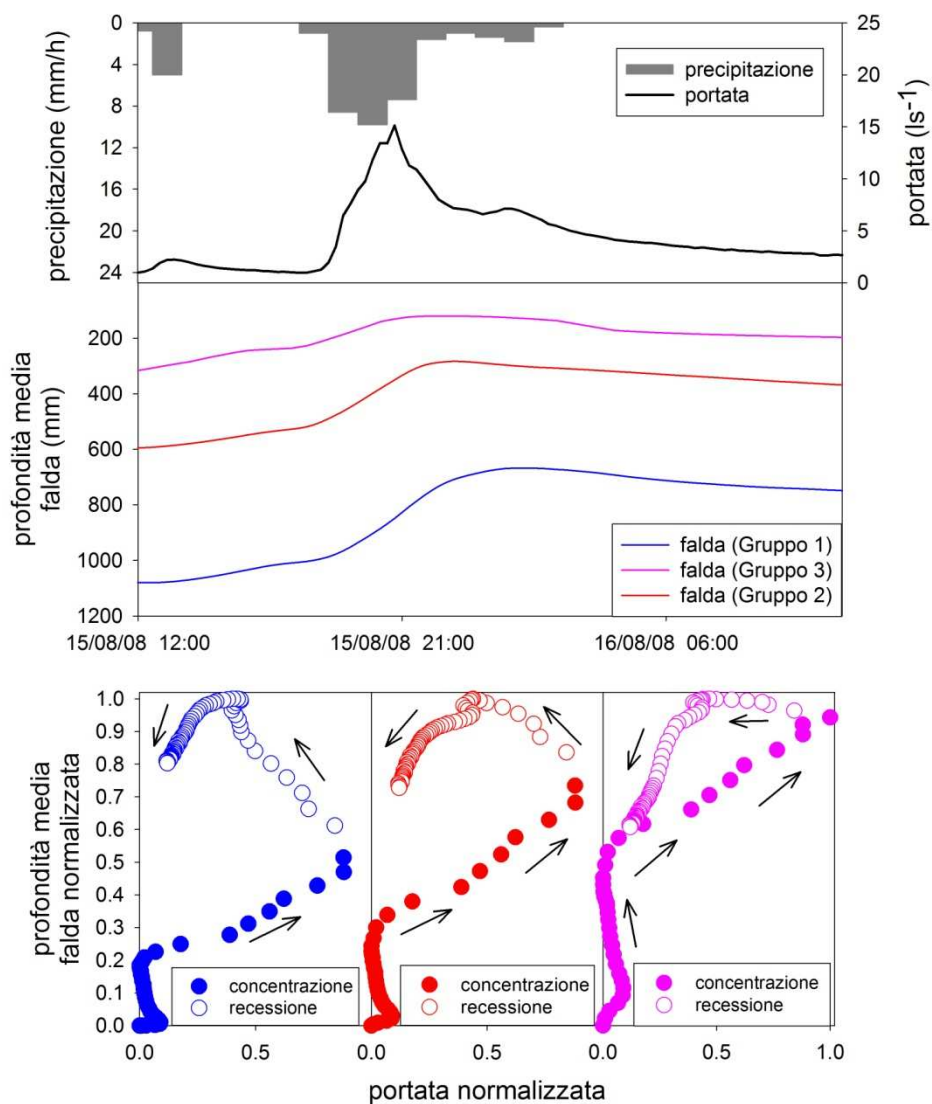


Figura 5.18: Dinamiche temporali di portata del torrente e livello di falda medio dei tre Gruppi di piezometri; e cicli isteretici osservabili nella relazione tra livello di portata e livello di falda.

Anche in altri bacini sperimentali di ambiente temperato sono state osservate delle differenze nella tempistica di risposta dei piezometri situati in posizioni diverse del bacino, o del versante in esame (Frisbee et al., 2007; Haught and van Meerveld, 2011; Inambdar and Mitchell 2006, 2007; Montgomery et al., 1997; Seibert et al. 1997, 2003; Vidon, 2011; Rodhe e Seibert, 2011). In particolare Montgomery et al. (1997), in un versante dell'Oregon Coast Range (USA), trovarono che il picco del livello di falda veniva raggiunto prima nella parte bassa del versante per poi estendersi progressivamente alla parte alta del versante. Seibert et al. (2003), in un bacino svedese, osservarono delle diverse dinamiche tra il livello di falda di area riparia e area di versante. Inoltre, le dinamiche del livello di falda si scostavano notevolmente dalle dinamiche del livello di portata all'aumentare della distanza dal torrente. Con un approccio simile, Haught e van Meerveld (2011), in un versante del British Columbia (Canada), osservarono che i livelli e le dinamiche della falda effimera variavano in funzione della distanza dal torrente. In particolare, piezometri situati nella parte alta del versante registravano livelli di falda più bassi e meno correlati con la portata del torrente. Rodhe e Seibert (2011), in un bacino in Svezia, trovarono che le dinamiche del livello di portata del torrente erano più simili alle dinamiche del livello di falda della parte alta del versante. Tale risultato è in disaccordo con altri studi (Frisbee et al., 2007; Inambdar e Mitchell 2006, 2007; Haught e van Meerveld, 2011; Vidon, 2011), ma è spiegato, con buona probabilità, dalla presenza di un avvallamento nella parte alta del versante.

Le dinamiche temporali del livello medio dei tre gruppi di piezometri hanno dato luogo ad un effetto isteresi nella relazione tra portata e livello di falda, come riportato in altri studi (Myrabø, 1997; Kendall et al., 1999; McGlynn et al., 2004; Allen et al., 2012). L'isteresi viene osservata a scala di evento, dove il ritardo tra il livello di falda e il livello di portata genera una struttura circolare che si ripete tra gli eventi, con forme e ampiezze diverse. L'ampiezza del ciclo isteretico ha fornito una misura dello scostamento della dinamica del livello di falda rispetto alla dinamica del livello di portata. La Figura 5.18 (pannelli in basso) mostra una riduzione dell'ampiezza dell'isteresi passando dal Gruppo 1 al Gruppo 2 al Gruppo 3. In questo lavoro di ricerca, viene proposto per la prima volta un metodo per la normalizzazione dell'ampiezza dell'isteresi con lo scopo di rendere confrontabile l'ampiezza del ciclo tra diversi eventi e tra diversi livelli di falda. La dimensione del ciclo isteretico dipende, infatti, sia dall'entità del ritardo sia dall'entità della variazione di livello delle due variabili (portata e livello di falda). L'operazione di normalizzazione elimina l'effetto dato dall'entità della variazione di livello (cioè dalla differenza tra il valore di

picco e il valore pre-evento), e consente di analizzare il solo effetto dovuto al ritardo nel raggiungimento del picco e alle diverse dinamiche temporali. Allen et al. (2012) hanno ipotizzato che la forma del ciclo isteretico dipenda dalla connettività tra il deflusso sottosuperficiale e il torrente. Quindi, tanto minore sarà l'ampiezza del ciclo isteretico, tanto maggiore sarà la connessione idrologica tra il torrente e la zona del bacino a cui fa riferimento il livello di falda.

L'area del ciclo isteretico è stata calcolata per i 63 eventi selezionati, e per ogni piezometro. L'analisi statistica mostra una generale tendenza alla diminuzione dell'ampiezza dell'isteresi passando dal Gruppo 1 al Gruppo 2 al Gruppo 3 (Figura 5.19). Questo risultato ci indica che i piezometri che avevano un livello di falda più alto tendevano ad avere una dinamica temporale più sincrona con la portata del torrente, rispetto a quelli che avevano un livello di falda più basso.

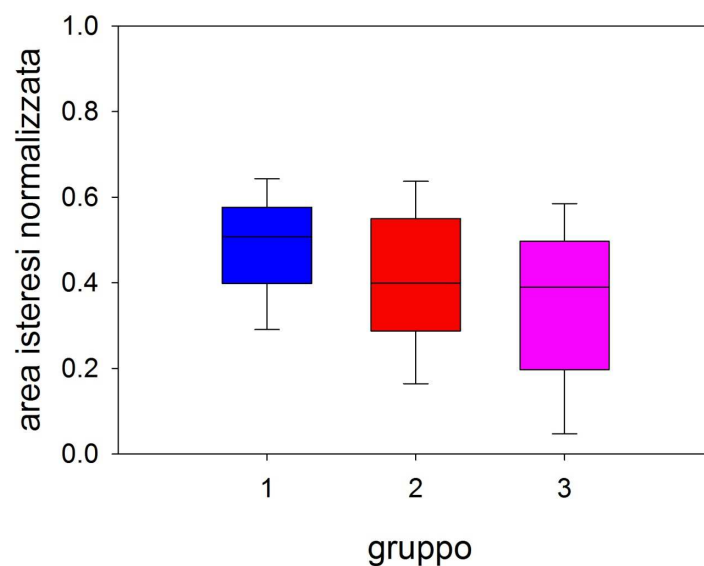


Figura 5.19: Box plots dell'area dell'isteresi normalizzata, calcolata per i 63 eventi selezionati e per tutti i piezometri. I risultati sono presentati separatamente per i tre gruppi di piezometri.

L'influenza della topografia sull'ampiezza dell'isteresi è stata esaminata considerando quattro indici topografici (area contribuyente, pendenza locale, TWI, e distanza dal torrente), riferiti ad ogni pozzo piezometrico. Questi indici sono stati correlati non parametricamente con la media dell'area del ciclo isteretico per ogni piezometro per i 63 eventi selezionati (Figura 5.20). I coefficienti di correlazione vengono presentati separatamente per le due classi di $ASI+Pcum$ (Figura 5.16 e Tabella 5.8). I risultati indicano che l'ampiezza dell'isteresi diminuisce all'aumentare dell'area contribuyente e del TWI , mentre tende ad aumentare all'aumentare della pendenza e della distanza del torrente (con coefficienti di correlazione non statisticamente significativi). Questo rivela che il livello di falda delle zone del bacino con maggior area contribuyente e maggior indice topografico di saturazione aveva delle dinamiche temporali più in fase con la portata. I piezometri situati in aree a maggior pendenza e più lontane dal torrente, invece, registravano delle variazioni del livello di falda meno sincrone rispetto alla portata del torrente.

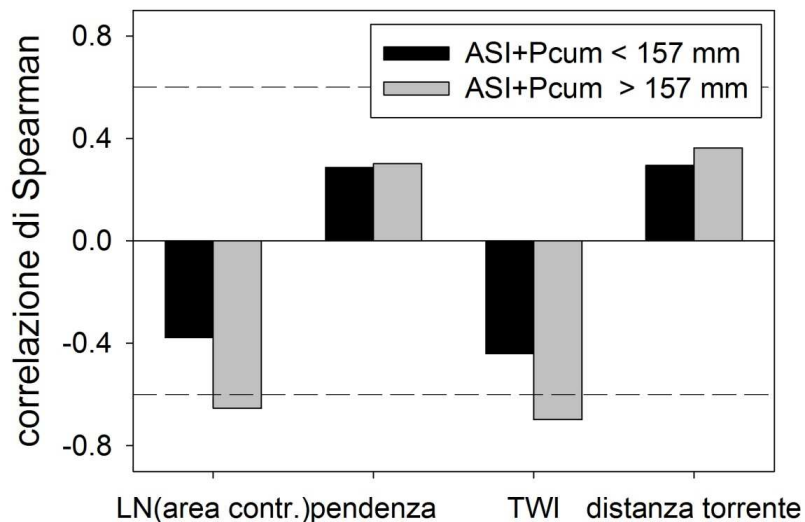


Figura 5.20: Istogrammi delle correlazioni tra area dell'isteresi normalizzata e quattro indici topografici (area contribuyente, pendenza locale, TWI, e distanza dal torrente).

I valori relativamente bassi dei coefficienti di correlazione con gli indici topografici erano attesi in quanto già altri studi su bacini sperimentali hanno mostrato che la complessità delle caratteristiche del suolo, della topografia superficiale e sottosuperficiale e la rete dei deflussi preferenziali rende il deflusso sottosuperficiale altamente variabile (McDonnell, 1990; Freer et al., 2002; Tani, 1997; Sidle et al., 2001; Tromp van Meerveld and McDonnell, 2006a).

Questi fattori, inoltre, rendono diverso il livello di falda in pozzi piezometrici situati a pochi metri di distanza l'uno dall'altro, e la variabilità dello spessore del suolo e della topografia rende difficoltosa la determinazione della topografia sottosuperficiale che influenza fattori come l'area contribuyente e la distanza dal torrente dei singoli piezometri (Anderson et al., 2010).

5.3. GENERAZIONE DI DEFLUSSO SOTTOSUPERFICIALE A SCALA DI BACINO: RUOLO DELLE STRUTTURE TOPOGRAFICHE FONDAMENTALI.

L'analisi del deflusso sottosuperficiale a scala di bacino è stata condotta utilizzando i dati idro-meteorologici raccolti sul bacino del Rio Ponte nel periodo compreso tra la fine del mese di Maggio e la fine del mese di Ottobre dell'anno 2011, e selezionando 32 eventi di afflusso-deflusso. Le caratteristiche principali degli eventi selezionati sono riportate in tabella 5.9.

Tabella 5.9: Caratteristiche principali degli eventi afflusso-deflusso selezionati per l'anno 2011. (*Pcum*: precipitazione cumulata).

24 Maggio – 28 Ottobre 2011	
Numero di eventi	32
<i>Pcum</i> minima (mm)	5.2
<i>Pcum</i> massima (mm)	43.8
<i>Pcum</i> media (mm)	15.6
Picco di portata massimo ($l s^{-1}$)	41
Deflusso diretto massimo (mm)	8.4
Picco di falda massimo (mm dal livello del suolo)	325

La precipitazione cumulata dal 24 Maggio al 28 Ottobre 2011 è stata di 765 mm. La precipitazione cumulata media degli eventi selezionati è stata di 15.6 mm. L'evento con la più alta precipitazione cumulata (43.8 mm) si è verificato il 27 Maggio 2011, dove è stato registrato il più alto valore di portata del torrente (Tabella 5.9).

In figura 5.21 si riportano le serie temporali di precipitazione, portata del torrente, umidità del suolo e livello di falda per il periodo di studio.

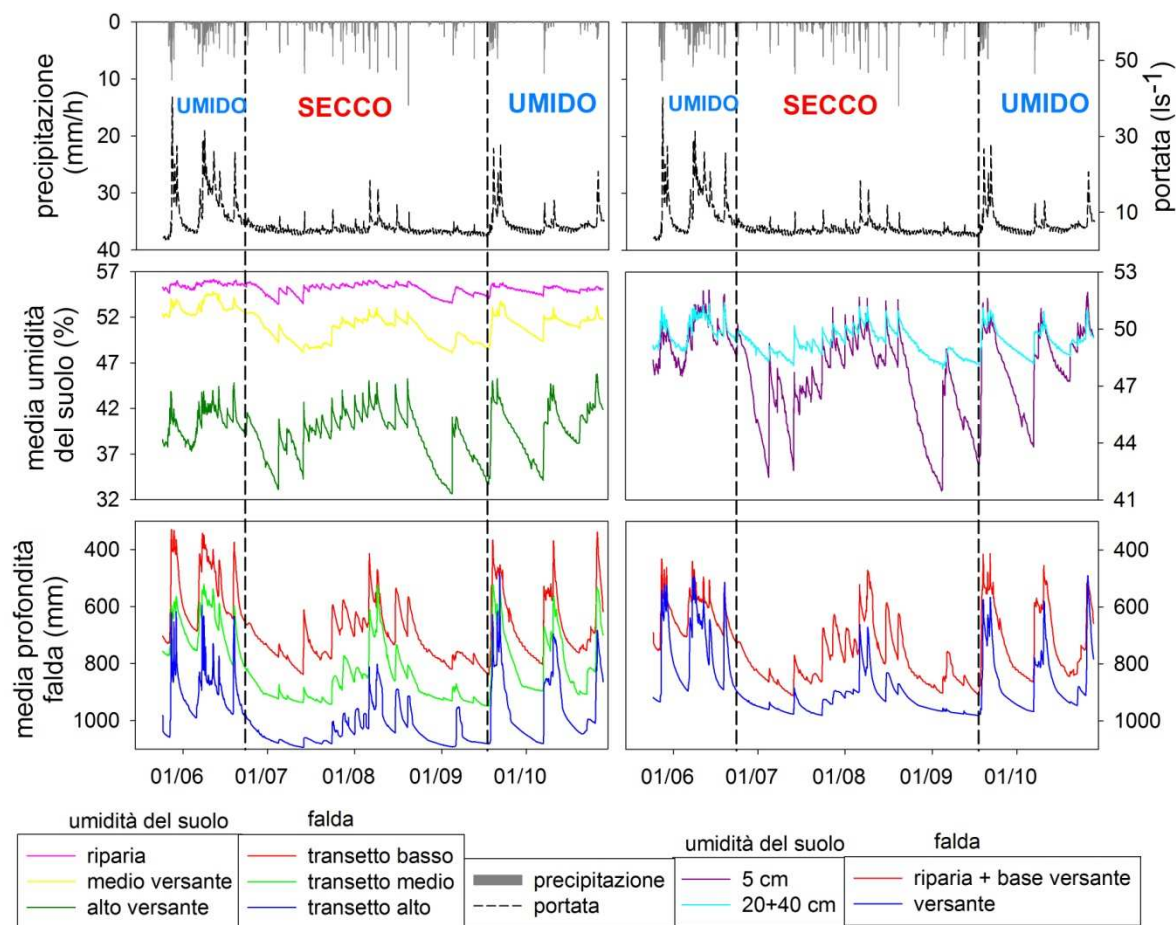


Figura 5.21: Serie temporali orarie di precipitazione, portata del torrente, umidità del suolo media in diverse posizioni del versante (bassa-media-alta) e a diverse profondità (5 cm, e media tra 20 e 40 cm), e livello di falda medio sui diversi transetti del bacino (transetto basso, medio e alto) e in diverse aree del bacino (area riparia e di versante) per il periodo di studio.

L'analisi del deflusso sottosuperficiale a scala di bacino è stata svolta separatamente per il periodo secco e per il periodo umido, in quanto studi precedenti hanno evidenziato una netta differenza della risposta idrologica di bacino, in diverse condizioni di umidità antecedenti (Penna et al., 2011; Detty e McGuire, 2010a, b). La suddivisione della serie temporale oggetto di studio tra i due periodi è stata effettuata sulla base dei dati di umidità del suolo e di precipitazione cumulata. Sono stati individuati due periodi umidi: il primo va dal 24 Maggio al 23 Giugno, mentre il secondo va dal 17 Settembre al 28 Ottobre. Il periodo secco è compreso tra i due periodi umidi. La precipitazione cumulata media giornaliera e l'umidità del suolo media del periodo sono risultati essere sensibilmente superiori rispetto al periodo secco (Tabella 5.10).

Tabella 5.10: Descrizione della suddivisione del periodo secco e umido, con i valori medi di precipitazione e umidità del suolo.

Periodo	Intervallo temporale	<i>Pcum</i> media (mm/giorno)	<i>ASI</i> medio (mm)
Umido	24/05/2011 – 23/06/2011	9.3	149.1
	17/09/2011 – 28/10/2011	4.2	146.3
Secco	24/06/2011 – 16/09/2011	3.5	144.2

Nelle analisi successive, gli eventi appartenenti ai due periodi umidi (temporalmente disgiunti) sono stati accorpati in un unico periodo.

Per verificare la correttezza della suddivisione del periodo di studio è stato applicato un test statistico per confermare la diversità dei dati di precipitazione e di umidità del suolo tra il periodo umido e il periodo secco (T-test, $p < 0.01$). In figura 5.22 si riportano i diagrammi box-plot dell'umidità del suolo distinti tra periodo secco e periodo umido: si può notare che nel periodo secco i valori di umidità del suolo sono sensibilmente inferiori e mostrano una variabilità leggermente superiore rispetto al periodo umido.

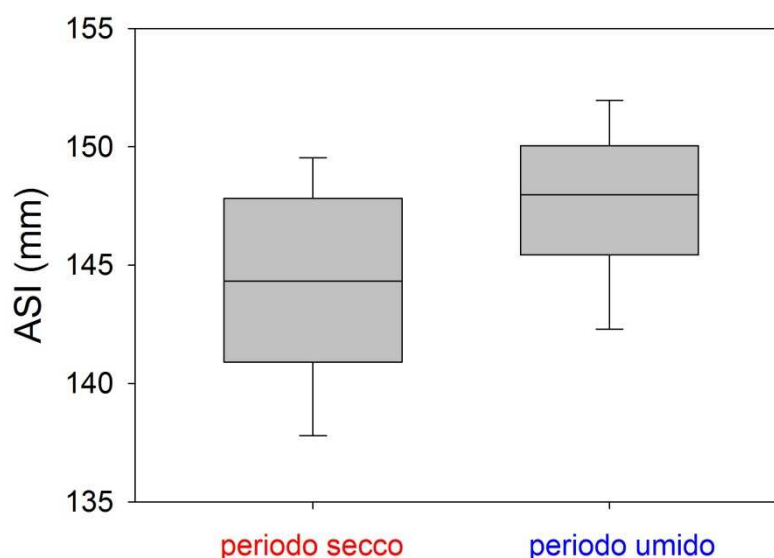


Figura 5.22: Diagrammi box-plot dell'umidità del suolo distinti tra periodo secco e periodo umido dell'anno 2011.

In tabella 5.11 si riportano le principali caratteristiche dei due periodi, in termini di precipitazione e umidità del suolo. I due periodi sono composti da un numero di giorni pressoché uguale; il valore medio dell'indice ASI nel periodo secco risulta essere leggermente inferiore rispetto al periodo umido; la precipitazione cumulata del periodo

secco risulta essere sensibilmente inferiore rispetto al periodo umido, così come la precipitazione cumulata giornaliera media.

Tabella 5.11: Principali caratteristiche , in termini di precipitazione e umidità del suolo, del periodo umido e del periodo secco.

24 Maggio – 28 Ottobre 2011	Periodo secco	Periodo umido
Numero di giorni	85	72
Precipitazione cumulata (mm)	300	464
Precipitazione media giornaliera (mm)	3.5	6.5
ASI medio (mm)	144	148

In modo analogo a quanto osservato nel corso dell'analisi a scala di versante (capitolo 5.1 e 5.2), anche per l'anno 2011 sul bacino del Rio Ponte si è potuto riscontrare una marcata relazione a soglia tra il deflusso diretto e la somma di ASI e *Pcum* (Figura 5.23).

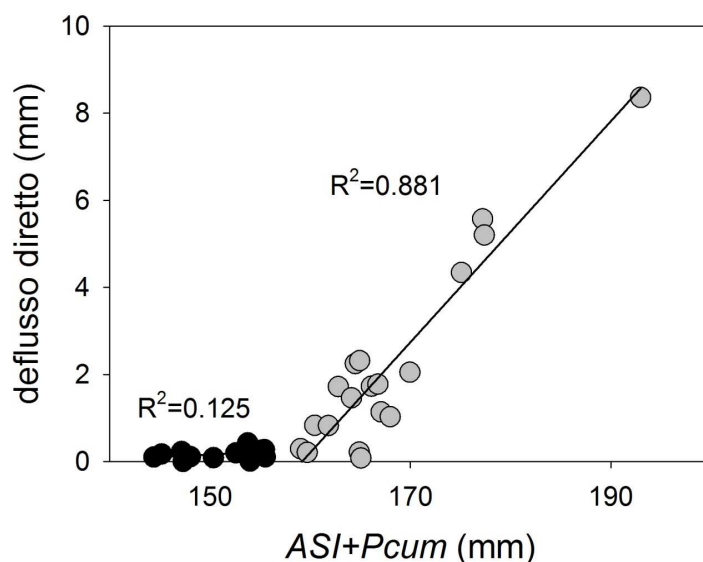


Figura 5.23: Relazione a soglia tra *ASI+Pcum* e deflusso diretto (anno 2011).

Gli eventi situati sotto tale soglia presentano bassi valori di deflusso diretto che sono scarsamente correlati con *ASI+Pcum* ($R^2 = 0.125$, $p = 0.24$), mentre gli eventi che si collocano sopra la soglia presentano valori di deflusso diretto più alti che sono linearmente correlati con *ASI+Pcum* ($R^2 = 0.88$, $p < 0.01$). Questa relazione è simile a quanto trovato da Detty e McGuire (2010a,b) e, analogamente a quanto osservato in precedenza (Capitolo 5.1 e 5.2), riflette una soglia di immagazzinamento idrico del suolo.

CONTROLLO DELLA TOPOGRAFIA SULL'UMIDITÀ DEL SUOLO E SUL DEFLUSSO SOTTOSUPERFICIALE

L'analisi statistica dei valori di umidità del suolo effettuata tramite l'ausilio di diagrammi box-plot ha evidenziato differenze significative dei valori di umidità del suolo in diverse aree del versante (Figura 5.24).

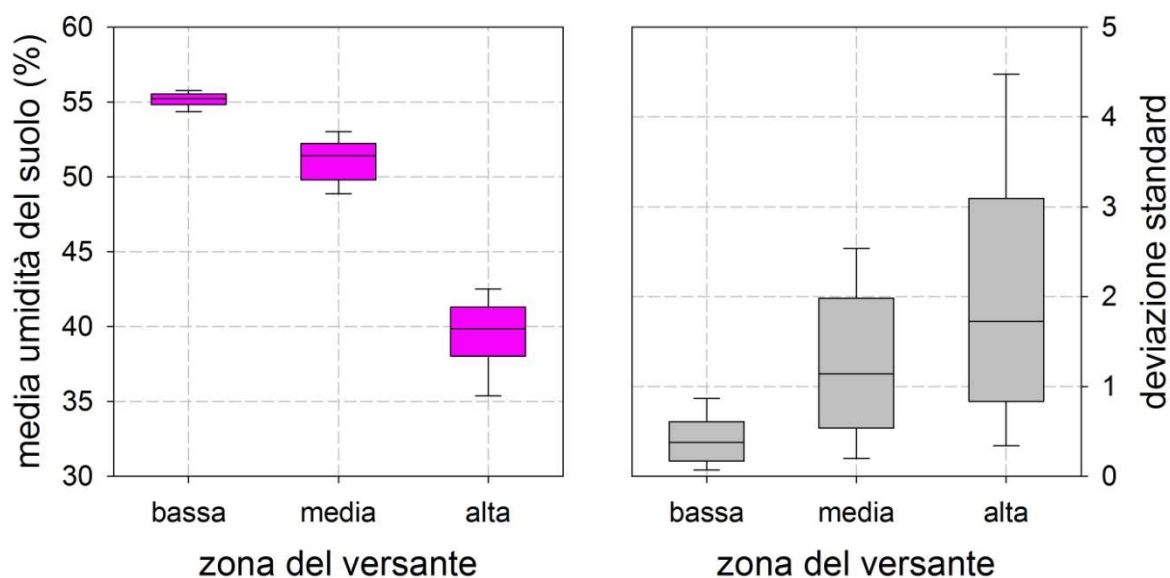


Figura 5.24: Diagrammi box-plot dei valori di umidità del suolo nelle diverse aree del versante (alla base del versante, a metà versante e nella parte alta del versante) e delle relative deviazioni standard.

I valori di umidità del suolo sono stati aggregati e mediati in base alla loro posizione sul versante, distinguendo tre zone fondamentali: l'area alla base del versante, l'area di medio versante e la zona di alto versante. Le sonde posizionate in area riparia, alla base del versante, hanno misurato i valori più elevati di umidità del suolo, con una variabilità molto ridotta. Il gruppo di sonde posizionate a metà versante hanno fornito valori di umidità sensibilmente inferiori con una variabilità più ampia, rispetto alle sonde posizionate ai piedi del versante. I valori di umidità rilevati nella parte alta del versante sono stati i più bassi ed hanno mostrato la maggior variabilità tra tutte le sonde. Dalla figura 5.20 si nota, inoltre, come le sonde posizionate nella parte alta del versante risentano maggiormente dell'assenza, o della scarsità di precipitazioni esibendo drastiche riduzioni dei valori di

umidità del suolo, e nel contempo siano molto sensibili alle precipitazioni, ripristinando velocemente il valore medio di umidità.

Osservando i dati forniti dalle sonde di umidità del suolo relativamente alla loro profondità di installazione si nota che i valori misurati a 5 cm di profondità sono mediamente inferiori e mostrano una maggior variabilità, soprattutto verso il basso, rispetto alla media dei valori delle sonde a 20 e 40 cm di profondità (Figura 5.25).

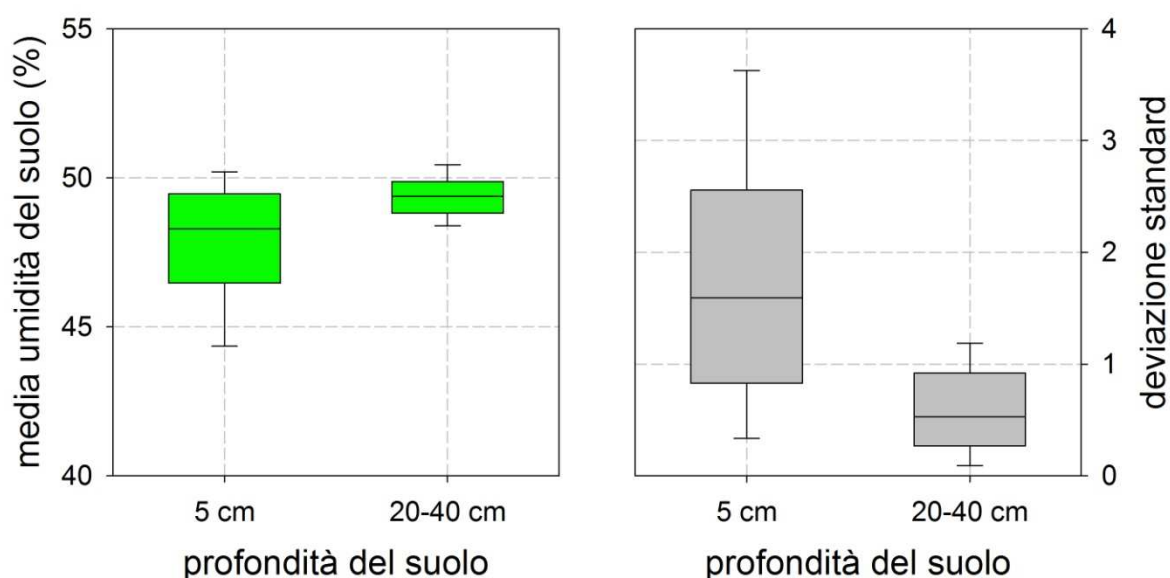


Figura 5.25: Diagrammi box-plot dei valori di umidità del suolo a diverse profondità (5 cm, e media tra 20 e 40 cm di profondità) e delle relative deviazioni standard.

I dati del livello di falda registrati sui pozzi piezometrici distribuiti sul bacino sono stati analizzati raggruppandoli a seconda della loro appartenenza alle diverse unità topografiche del bacino. A tale scopo, i piezometri situati nella parte alta del versante sono stati separati da quelli situati ai piedi del versante e in area riparia. La distinzione dei piezometri in base alla loro posizione ha individuato due gruppi statisticamente diversi (T-test, $p < 0.05$), e l'analisi mediante il diagramma box-plot (Figura 5.26) mostra come il livello di falda sia sensibilmente inferiore in area di versante, rispetto all'area riparia. Nel periodo umido, inoltre, il livello di falda è sensibilmente superiore, sia in area riparia che in area di versante, e mostra una maggior variabilità rispetto al periodo secco.

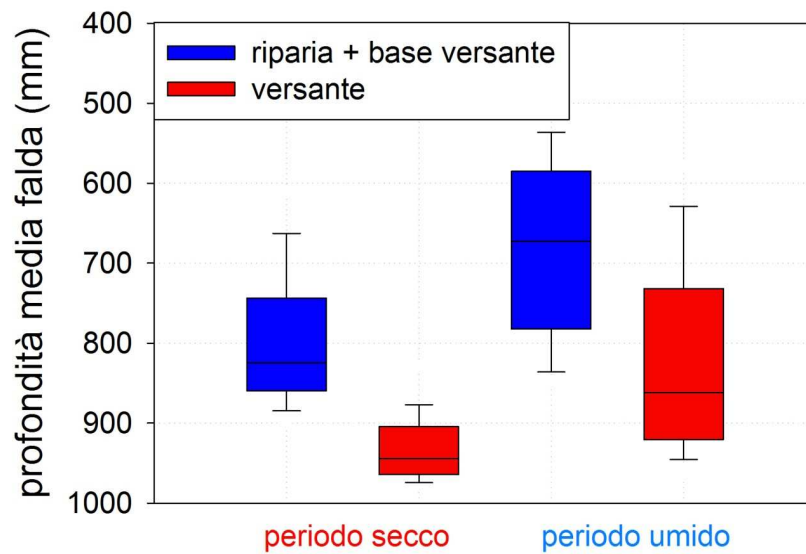


Figura 5.26: Diagramma box-plot dei valori del livello di falda, separatamente per periodo secco e umido, e per posizione degli strumenti (area riparia+base del versante e area di versante).

L'analisi dei dati del deflusso sottosuperficiale tra i diversi transetti del bacino ha mostrato che il livello di falda medio diminuisce passando dal transetto basso al transetto alto (Figura 5.27), mentre la variabilità è più alta nel transetto basso, rispetto alla parte alta del bacino.

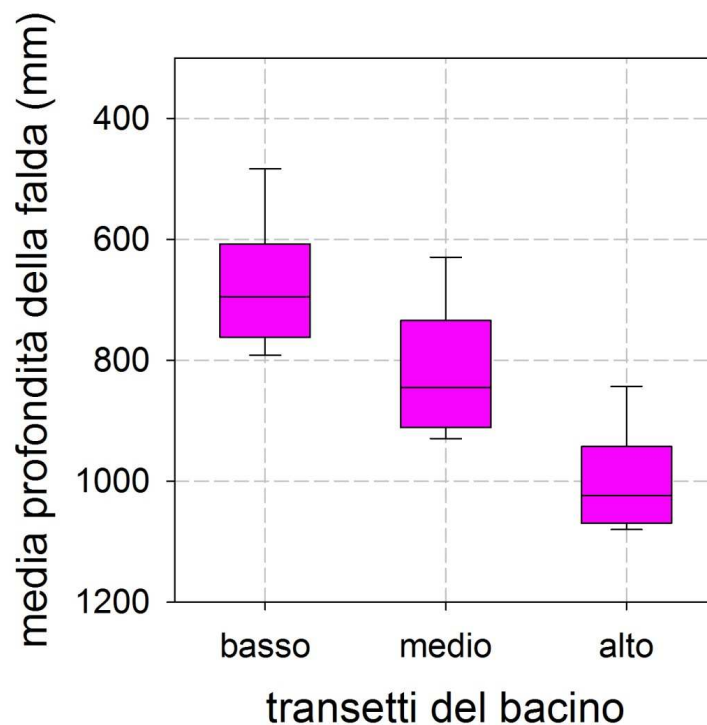


Figura 5.27: Diagramma box-plot dei valori del livello di falda sui diversi transetti del bacino (transetto basso, medio e alto).

PRINCIPALI FATTORI CHE CONTROLLANO IL DEFLUSSO SOTTOSUPERFICIALE: CONDIZIONI INIZIALI

Il ruolo delle condizioni iniziali del bacino e delle caratteristiche dell'evento piovoso sul deflusso sottosuperficiale sono state indagate mediante l'utilizzo di un'analisi non parametrica, a causa della generale non linearità dei processi di deflusso sottosuperficiale (Seibert et al., 2003; Bachmair et al., 2012). A tale scopo è stato calcolato il coefficiente di correlazione di Spearman tra $Pcum$, ASI , $ASI+Pcum$, intensità della precipitazione e due metriche che indicano l'entità del deflusso sottosuperficiale, che sono: i) il picco del livello di falda medio raggiunto nel corso dell'evento, e ii) il dislivello tra il valore di picco ed il valore pre-evento di falda medio. L'analisi è stata condotta separatamente per il periodo umido e secco e separatamente per l'area di versante e per l'area riparia. In figura 5.28 si riportano i risultati dell'analisi relativa al picco del livello di falda.

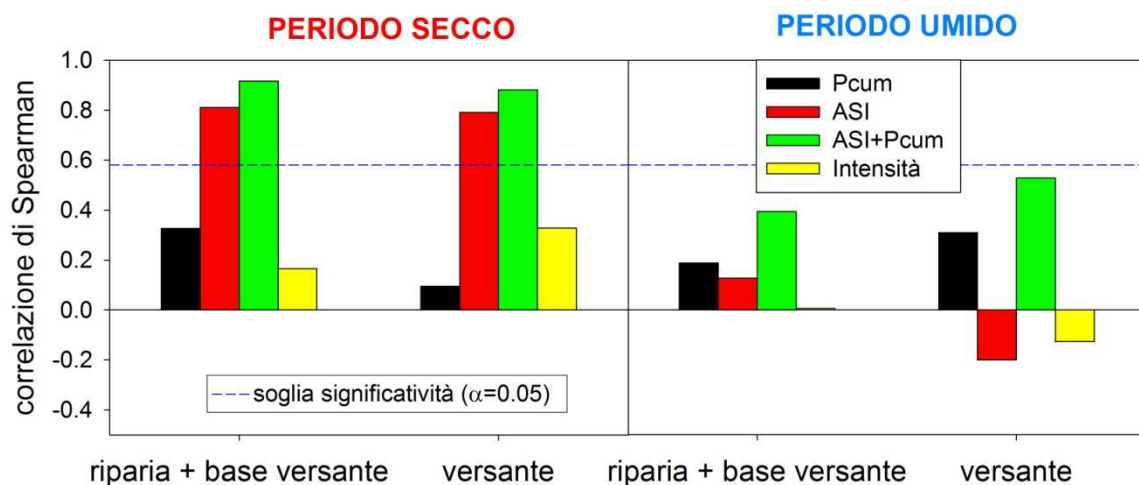


Figura 5.28: Istogrammi dei coefficienti di correlazione di Spearman tra il picco del livello di falda e variabili legate alle caratteristiche dell'evento piovoso e alle condizioni iniziali (Pioggia cumulata dell'evento ($Pcum$), Antecedent Soil water Index (ASI), $ASI+Pcum$, e intensità della precipitazione,). Pannello a sinistra: periodo secco; Pannello a destra: periodo umido. Soglia di significatività con $\alpha=0.05$.

Nel periodo secco, gli andamenti delle correlazioni con il picco di falda sono risultati simili per l'area riparia e per l'area di versante. Le correlazioni statisticamente significative sono state riscontrate con ASI e con $ASI+Pcum$, ad indicare che nel periodo secco, all'aumentare dell'umidità del suolo pre-evento, si riscontra un aumento del picco di falda. I coefficienti

di correlazione più alti sono stati osservati con $ASI+Pcum$, ad evidenziare l'importanza dell'effetto combinato delle condizioni antecedenti e della precipitazione, come riscontrato nell'analisi a scala di versante sui bacini del Rio Ponte e del Rio Larici (capitolo 5.1 e 5.2). Nel periodo umido, l'analisi ha restituito dei coefficienti di correlazione non significativi, e con andamento contrastante tra area riparia e di versante. Pertanto, altri fattori indipendenti dalle condizioni iniziali e dalle caratteristiche dell'evento, al momento non ben identificati ma probabilmente legati alla topografia, sembrano controllare i picchi di falda (vedi risultati del capitolo 5.1). Questi risultati potranno essere verificati dall'analisi dei dati che verranno raccolti nei prossimi anni.

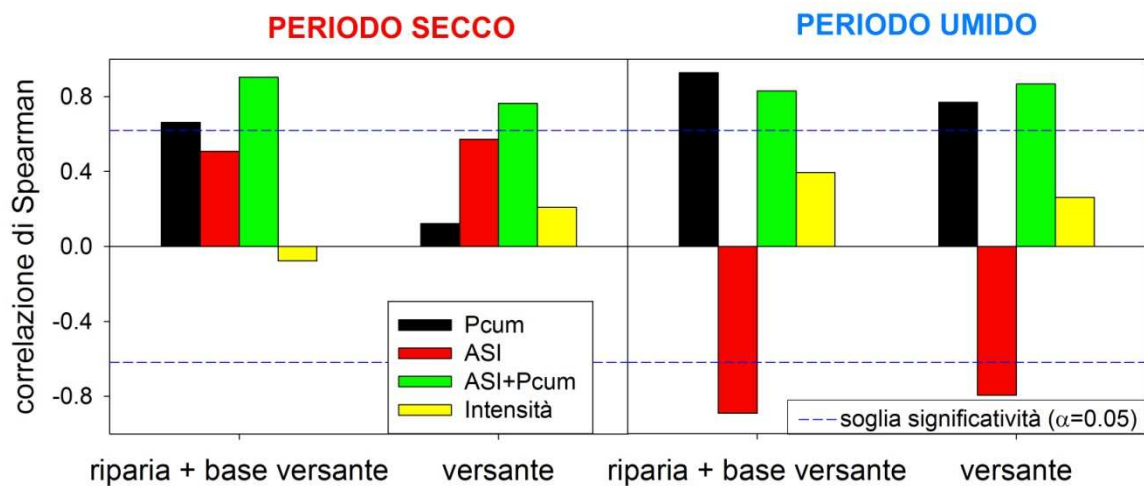


Figura 5.29: Istogrammi dei coefficienti di correlazione di Spearman tra il dislivello di falda (differenza tra valori di picco e pre-evento di falda) e variabili legate alle caratteristiche dell'evento piovoso e alle condizioni iniziali (Pioggia cumulata dell'evento ($Pcum$), Antecedent Soil water Index (ASI), $ASI+Pcum$, e intensità della precipitazione,). Pannello a sinistra: periodo secco; Pannello a destra: periodo umido. Soglia di significatività con $\alpha=0.05$.

Anche per quanto riguarda l'analisi del dislivello di falda sono stati ottenuti risultati diversi tra il periodo secco e quello umido (Figura 5.29). Nel periodo secco, le correlazioni maggiori sono state riscontrate con $Pcum$, ASI , e $ASI+Pcum$ con coefficienti positivi (con ASI non raggiunge la soglia di significatività), ad indicare che all'aumento dell'umidità del suolo e delle precipitazioni, aumenta anche il dislivello di falda, avendo un livello di pre-evento relativamente basso. Il valore massimo di correlazione è stato ottenuto con $ASI+Pcum$ sia in area riparia che in area di versante.

Nel periodo umido, sia in area riparia che di versante, sono stati ottenuti coefficienti di correlazione ampiamente significativi con $Pcum$ e $ASI+Pcum$ (positivi) e con ASI (negativi). Questi valori indicano che il dislivello di falda aumenta all'aumentare della precipitazione, ma si ha un dislivello maggiore quando ASI è più bassa. Infatti, valori bassi di ASI corrispondono ad un livello di falda relativamente basso, e quindi esiste lo spazio fisico per uno sviluppo notevole del dislivello di falda. Al contrario, un livello di falda pre-evento già alto non consentirebbe un aumento considerevole del dislivello.

NON LINEARITÀ NELLA RELAZIONE TRA LIVELLO DI FALDA E PORTATA

La relazione tra portata e deflusso sottosuperficiale sul bacino del Rio Ponte è caratterizzata da una relazione non lineare, come riportato in altri studi in letteratura. Tale relazione a soglia è stata osservata anche analizzando singolarmente il periodo secco e il periodo umido, e distinguendo il livello di falda tra area riparia e area di versante (Figura 5.30). Nel periodo secco la risposta del deflusso sottosuperficiale è più lenta rispetto alla portata, generando degli ampi cicli isteretici che determinano un'elevata non linearità (coefficienti di correlazione di Spearman pari a 0.63 e 0.60 rispettivamente in area riparia e in area di versante). Nel periodo umido si verifica una maggior connessione idrologica (Lehmann et al., 2007; James e Roulet, 2007; Penna et al., 2011) tra area di versante e area riparia che porta ad una risposta più rapida del livello di falda, che si riflette in una maggior correlazione tra le due variabili (coefficienti di correlazione di Spearman pari a 0.78 e 0.83 rispettivamente in area riparia e in area di versante).

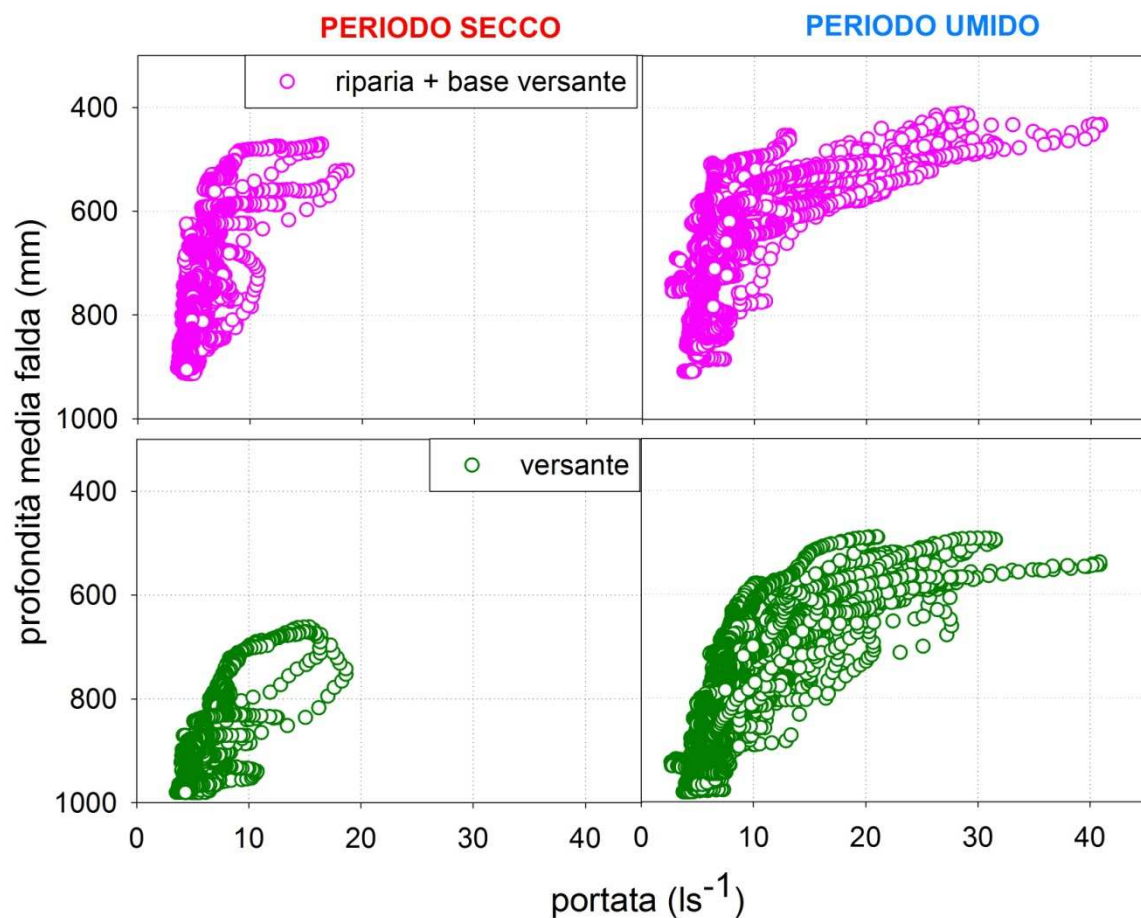


Figura 5.30: Grafici a dispersione tra portata e livello di falda (pannelli a sinistra: periodo secco; pannelli a destra: periodo umido; pannelli in alto: area riparia; pannelli in basso: area di versante).

Il ritardo osservabile a scala di evento tra il deflusso sottosuperficiale e la portata del torrente dà origine ad isteresi nella relazione tra le due variabili (Figura 5.31), come riportato in altri studi. La diversità dei ritardi riscontrabili in aree distinte del bacino (Seibert et al., 2003; Haught e van Meerveld, 2011) si riflette in differenze di forma e di ampiezza dei cicli isteretici che si verificano tra portata e livello di falda. La quantificazione oggettiva dell'entità dell'isteresi è stata effettuata mediante il calcolo dell'area del ciclo isteretico che si osserva a scala di evento. L'ampiezza del ciclo isteretico dipende sia dall'entità del ritardo tra il livello di falda ed il livello di portata, sia dall'entità della variazione del livello di falda e della portata del torrente, durante l'evento in considerazione. Per valutare quali siano i fattori che influenzano l'estensione dell'area dell'isteresi ne sono stati calcolati i coefficienti di correlazione di Spearman con le variabili che descrivono le caratteristiche dell'evento piovoso e le condizioni antecedenti, distinguendo l'analisi tra periodo secco e umido e tra livello di falda di area riparia e di versante (Figura 5.31). Questa tipologia di analisi viene proposta per la prima volta con questa ricerca, in quanto, finora, nessuno studio presente in letteratura ha utilizzato questo approccio.

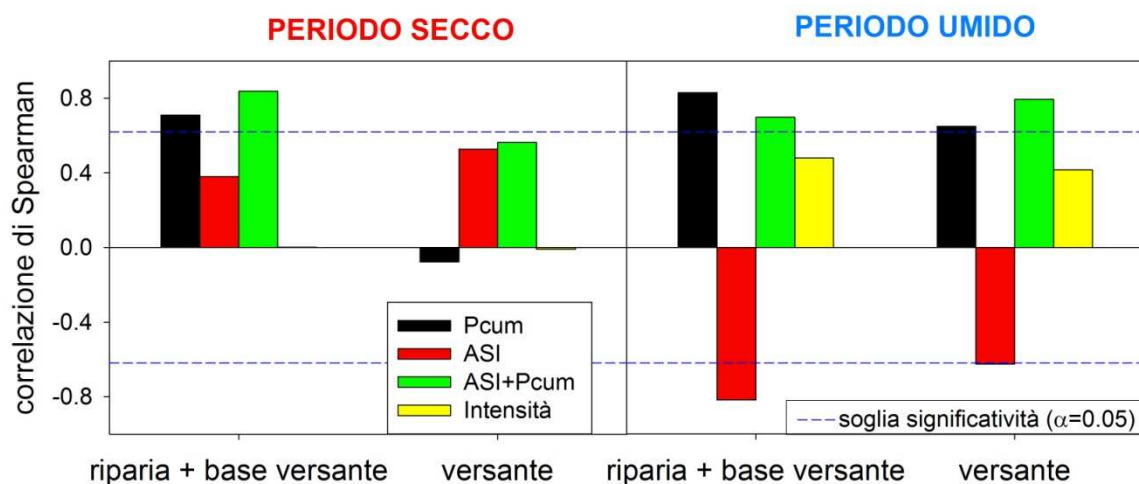


Figura 5.31: Istogrammi dei coefficienti di correlazione di Spearman tra l'area dell'isteresi (che si verifica tra livello di falda e portata del torrente) e variabili legate alle caratteristiche dell'evento piovoso e alle condizioni iniziali (Pioggia cumulata dell'evento ($Pcum$), Antecedent Soil water Index (ASI), $ASI+Pcum$, e intensità della precipitazione,). Pannello a sinistra: periodo secco; Pannello a destra: periodo umido. Soglia di significatività con $\alpha=0.05$.

I coefficienti di correlazione sono risultati positivi e significativi (tranne che per l'area di versante in periodo secco) con $Pcum$ e $ASI+Pcum$, indicando che l'area del ciclo isteretico aumenta all'aumentare della precipitazione cumulata di evento e della somma di

ASI+Pcum. Nel periodo secco, i coefficienti di correlazione con *ASI* sono risultati positivi, anche se non significativi, indicando che un aumento dell'umidità antecedente favorisce l'attivazione del deflusso sottosuperficiale, specialmente in area di versante, che fa aumentare l'area dell'isteresi. Nel periodo umido, i coefficienti di correlazione con *ASI* sono risultati negativi, indicando che un aumento dell'umidità antecedente tende a far diminuire l'estensione dell'isteresi. Questo può suggerire che: i) nel periodo umido, in condizioni di umidità del suolo antecedenti elevate, i livelli di falda sono già piuttosto alti, e quindi, gli stessi livelli, in corso di evento non possono aumentare in modo considerevole, essendo superiormente limitati; ii) all'aumentare dell'umidità del suolo pre-evento, i processi di generazione di deflusso sottosuperficiale tendono ad essere più veloci e si verifica una maggior sincronicità tra le variazioni del livello di falda e di portata, grazie anche alla maggior connessione idrologica tra le diverse aree del bacino. Questo concorda con i risultati riportati da Detty e McGuire (2010), i quali osservarono, durante gli eventi più grandi e con elevati valori di umidità del suolo antecedente, lo sviluppo e la persistenza di una falda effimera nella parte alta del versante che evidenziava una connessione idrologica tra l'intero bacino e il torrente. Anche nel lavoro di Haught e van Meerveld (2011) è stato osservato che all'aumentare delle condizioni di umidità antecedenti l'inizio dell'evento, i ritardi tra picco di portata e picco dei livelli di falda diminuivano, indicando una maggior connettività tra i versanti ed il torrente in condizioni umide.

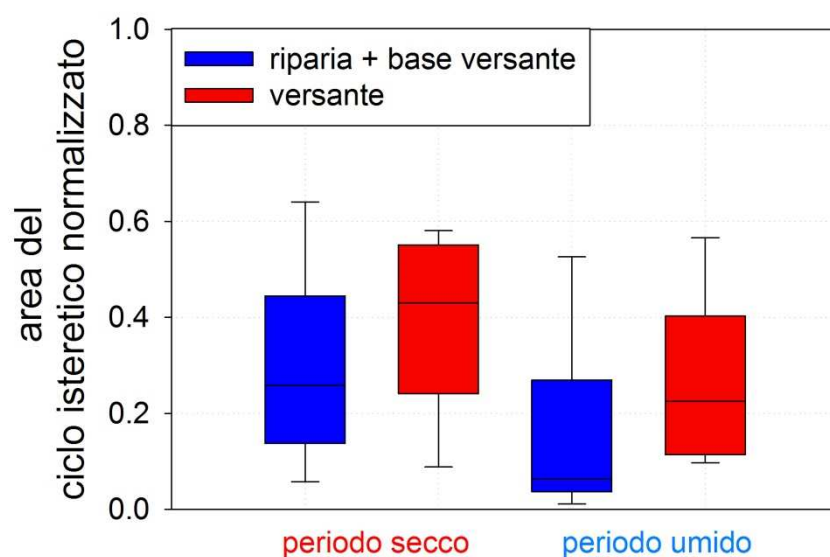


Figura 5.32: Diagramma box-plot dei valori di area del ciclo isteretico normalizzato, separatamente per periodo secco e umido, e per posizione degli strumenti (area riparia+base del versante e area di versante).

Si è potuto notare che uno dei fattori influenti sulle dimensioni del ciclo isteretico è l'ampiezza della variazione del livello di falda (dislivello) e della variazione della portata del torrente. Per poter valutare l'estensione dell'isteresi in funzione del solo ritardo tra le dinamiche del deflusso sottosuperficiale e le dinamiche della portata del torrente si propone una normalizzazione dell'isteresi a scala di evento, in modo da far variare il livello di falda e di portata tra zero e uno. L'analisi statistica dei valori di area normalizzata (Figura 5.32) ha mostrato una differenza significativa tra periodo secco e periodo umido e tra la zona riparia e la zona di versante. Nel periodo umido sono stati osservati valori medi di area del ciclo isteretico normalizzato più bassi rispetto al periodo secco, sia per quanto riguarda la zona riparia che la zona di versante, indicando una maggior sincronicità tra deflusso sottosuperficiale e portata in condizioni umide, rispetto alle condizioni secche. L'area dell'isteresi normalizzata ha mostrato, mediamente, valori più bassi per la zona riparia rispetto alla zona di versante, sia nel periodo secco che nel periodo umido, indicando che le dinamiche tra livelli di falda e di portata sono più in fase in area riparia rispetto all'area di versante.

In Figura 5.33 si riportano due eventi di esempio, uno per il periodo secco e uno per il periodo umido.

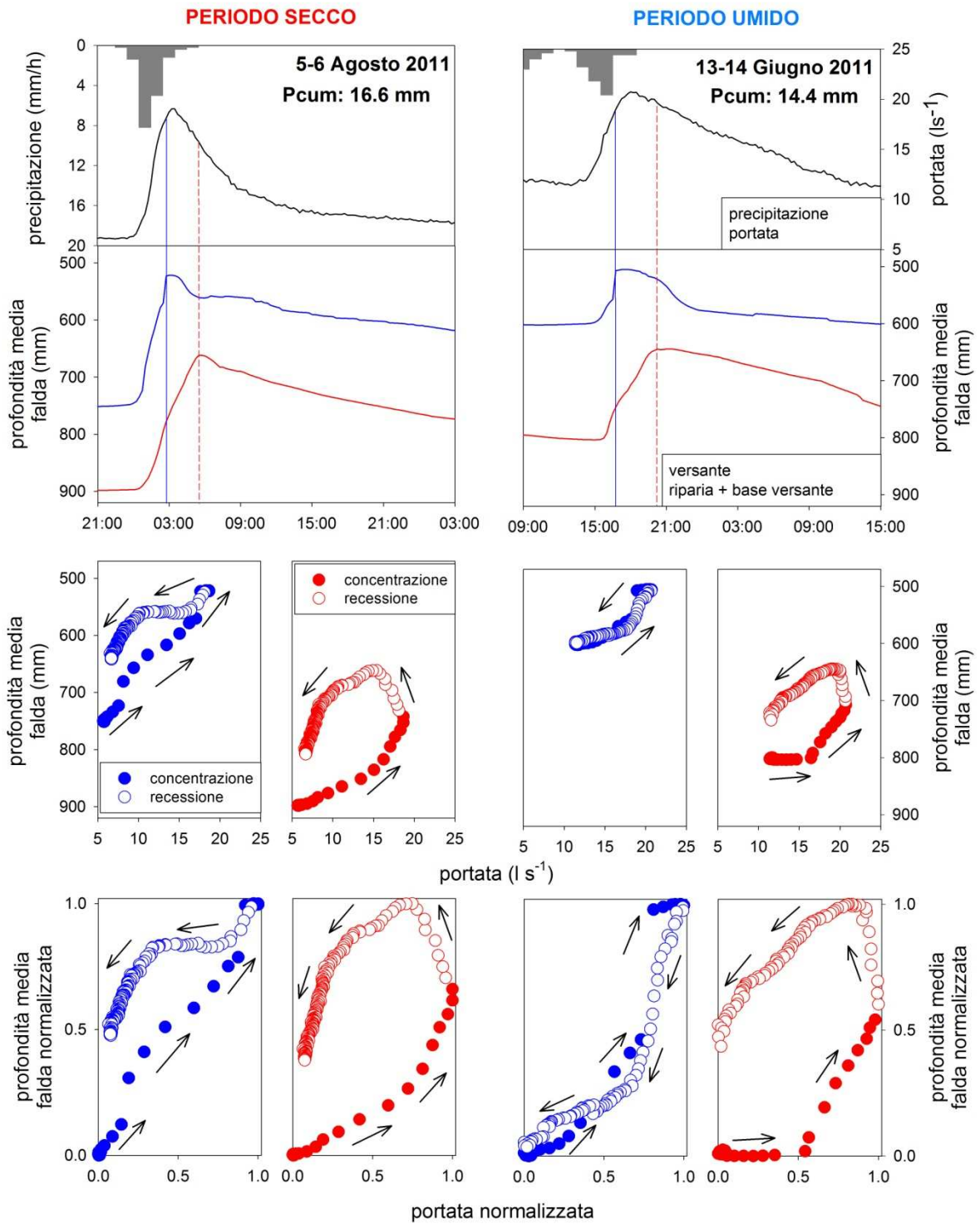


Figura 5.33: Serie temporali di precipitazione, portata e livelli di falda di area riparia e di versante per due eventi (13-14 Giugno e 5-6 Agosto 2011). In basso: cicli isteretici tra portata e livelli di falda (non normalizzati e normalizzati).

I due eventi sono caratterizzati da una precipitazione cumulata simile, ma da condizioni di umidità antecedenti diverse: si osservano, infatti, valori pre-evento di portata e di livelli di

falda più bassi nel periodo secco (5-6 Agosto 2011) rispetto al periodo umido (13-14 Giugno 2011). Osservando i grafici che rappresentano l'isteresi, si nota come le dimensioni dei cicli siano più ampie in zona di versante rispetto alla zona riparia e nel periodo secco rispetto al periodo umido.

CONCLUSIONI

La comprensione dei processi fondamentali di generazione di deflusso a scala di versante e di bacino idrografico assume un ruolo cruciale ai fini di una corretta gestione del rischio idraulico e del rischio geologico. In particolare, lo studio della formazione del deflusso sotto-superficiale a scala di versante in bacini di testata, caratterizzati da pendenze elevate, suoli di limitata potenza e tendenza all'accumulo di acqua in falde poco profonde fornisce importanti indicazioni sui principali meccanismi idrologici associati a fenomeni di generazione delle piene e di franamento superficiale. Questo lavoro presenta i risultati dell'analisi della variabilità spazio-temporale del deflusso sottosuperficiale in un bacino delle Dolomiti venete (bacino del Rio Vauz, 1.9 km²). L'analisi del deflusso sottosuperficiale è stata condotta sia a scala di versante che a scala di piccolo bacino. Per l'analisi a scala di versante sono stati installati 24 piezometri su due versanti a diversa morfologia ("Piramide", 0.46 ha; "Emme", 0.47 ha) sul bacino del Rio Ponte, e 13 piezometri su un versante del bacino del Rio Larici (0.033 km²). Per lo studio a scala di bacino sono stati utilizzati i dati di 16 piezometri disposti su un'area più estesa del bacino del Rio Ponte (0.14 km²). Lo studio delle dinamiche del deflusso sottosuperficiale durante 95 eventi afflusso-deflusso (anni 2008-2011) ha permesso di analizzare i principali fattori che controllano lo sviluppo del deflusso sottosuperficiale in risposta all'apporto di precipitazione. Nonostante la marcata variabilità spaziale e temporale delle variazioni del livello di falda effimera nei siti sperimentali, è stato possibile individuare alcuni comportamenti generali ed evidenziare alcuni fattori ritenuti dominanti per la generazione del deflusso sottosuperficiale. Lo sviluppo di un livello di falda misurabile sui versanti è risultato chiaramente distinto tra eventi verificatisi in condizioni secche ed eventi verificatisi in condizioni umide. La distinzione è stata effettuata sulla base di una relazione a soglia tra il deflusso diretto e la somma di *ASI* e *Pcum*, che riflette una soglia di immagazzinamento idrico del suolo, e che è stata osservata anche in altri studi riportati in letteratura. Per gli eventi che si collocano sotto tale soglia, l'afflusso pluviometrico è interamente assorbito dal deficit di immagazzinamento idrico, mentre per gli eventi sopra la soglia, parte dell'afflusso pluviometrico va a formare deflusso sottosuperficiale che contribuisce al volume di deflusso complessivo del bacino. L'analisi delle correlazioni basata su due indici della risposta del livello di falda (numero di pozzi piezometrici attivati

e picco di falda) ha mostrato che la sola umidità del suolo è stata il più basso indicatore del deflusso sottosuperficiale, mentre il maggior grado di variabilità è stato spiegato da $Pcum$ e dalla combinazione di ASI e $Pcum$. La topografia di versante ha mostrato un ruolo importante sul picco del livello di falda solo per il sito caratterizzato da una morfologia convessa (Piramide) mentre sul versante planare e più regolare (Emme) l'influenza della topografia appare meno marcata. Come in altri siti sperimentali in ambienti umidi temperati, è stato osservato un innalzamento del livello di falda effimera non sincrono tra le diverse parti del versante. Questo indica che anche nel nostro bacino di studio l'ipotesi dello stato stazionario non è soddisfatta. Contrariamente ad altri studi, è stato notato che i piezometri situati nella parte alta del versante generalmente raggiungevano il picco prima ed erano meno variabili rispetto a quelli posizionati alla base del versante. Questo comportamento è stato associato al controllo esercitato dalla profondità del suolo che è stato sperimentalmente osservato essere più sottile nella parte alta del versante e più profondo nell'area più vicina al torrente.

L'analisi a scala di piccolo bacino ha confermato l'importanza dell'effetto combinato di ASI e $Pcum$ sul picco di falda e sulla variazione del livello in corso di evento, in particolar modo per eventi con bassi valori di condizioni di umidità antecedente, dove il livello di falda era generalmente più basso e la sua variazione verso l'alto non era limitata dal piano campagna. Il livello di falda è risultato essere mediamente più elevato in area riparia e alla base dei versanti, rispetto all'area di versante. È stato osservato che le diverse dinamiche temporali di portata e deflusso sottosuperficiale hanno dato origine ad una relazione ad isteresi tra le due variabili. In questo lavoro è stata proposta per la prima volta una metodologia per la quantificazione e la normalizzazione dell'ampiezza del ciclo isteretico, che ha permesso di valutare quali siano i fattori che maggiormente influiscono sulla non-linearità tra il deflusso sottosuperficiale e la portata del torrente. Questo approccio ha consentito di osservare che le dinamiche del deflusso sottosuperficiale erano più in fase con la portata nelle zone del bacino dove la falda aveva generalmente un livello più alto, e per eventi con elevate condizioni di umidità antecedente. È stato quindi osservato che l'aumento delle condizioni di umidità del suolo pre-evento tendeva a rendere più veloci i processi di generazione di deflusso sottosuperficiale, aumentando la sincronicità tra i livelli di portata e di falda, e indicando una maggior connessione idrologica tra le diverse aree del bacino.

In conclusione, da un lato i risultati presentati in questo lavoro hanno contribuito a migliorare la comprensione del comportamento idrologico dei bacini di studio, analizzato in precedenti lavori. In particolare, sono state confermate le precedenti concettualizzazioni a riguardo delle soglie idrologiche del bacino del Rio Ponte e del Rio Larici e a riguardo dell'importante ruolo esercitato dalle condizioni iniziali e dall'entità della precipitazione sull'attivazione del deflusso sottosuperficiale. Inoltre, in aggiunta all'attuale conoscenza circa l'influenza della topografia di bacino sulla generazione di deflusso nell'area di studio, questi risultati hanno aggiunto nuove conoscenze sull'effetto della topografia sui singoli versanti e della profondità del suolo di versante sulla risposta del deflusso sottosuperficiale. Comunque, nonostante questi miglioramenti verso una comprensione del funzionamento idrologico dell'area di studio, sono necessari ulteriori sforzi per chiarire la complessità dei processi afflusso-deflusso in un ambiente così irregolare. In modo specifico, le future ricerche, possibilmente basate su traccianti isotopi e geochimici o/e seguendo un approccio modellistico, si potrebbero concentrare sul ruolo potenzialmente diverso dei versanti con diversa topografia sul deflusso totale di bacino. I versanti, infatti, sono considerati siti tendenti ad accumulare acqua in certe condizioni e a rilasciare acqua quando cambia lo stato del bacino.

Dall'altro lato, i risultati presentati in questo lavoro hanno fornito una prova sperimentale dei principali fattori che governano le dinamiche spazio-temporali della falda effimera che possono essere verificati in altri versanti e bacini di regioni umide del mondo e che possono aiutare per giungere ad una descrizione condivisa della generazione del deflusso sottosuperficiale in tali ambienti. Ad esempio, questo lavoro ha confermato i diversi comportamenti idrologici che si verificano in condizioni secche e umide, l'importanza delle soglie e delle non-linearità per la concettualizzazione del funzionamento idrologico e la violazione dell'assunzione dello stato stazionario osservato altrove. Inoltre, i risultati ottenuti mostrano che, nonostante l'ipotesi dello stato stazionario non sia stata supportata, è stato possibile osservare un certo grado di regolarità nell'organizzazione temporale del deflusso sottosuperficiale. Ciò suggerisce la possibilità di una formulazione semplificata di modelli per la descrizione delle variazioni temporali della falda effimera, riducendo la necessità di strutture complesse e la forte parametrizzazione di alcuni modelli numerici.

BIBLIOGRAFIA

Allen D. M., Whitfield, P.H., Werner, A., 2010. Groundwater level responses in temperate mountainous terrain: regime classification, and linkages to climate and streamflow. *Hydrol. Process.* 24, 3392 – 3412, DOI: 10.1002/hyp.7757.

Anderson M.G., Burt T.P., 1978. The role of topography in controlling throughflow generation. *Earth Surfaces Processes and Landforms*, 3, 331–334.

Anderson M.G., Burt T.P., 1990a. *Process Studies in Hillslope Hydrology*, John Wiley and Sons: Chichester, p. 539.

Anderson M.G., Burt T.P., 1990b. Subsurface runoff. In *Process Studies in Hillslope Hydrology*, Anderson M.G. and Burt T.P. (Eds.), John Wiley & Sons: New York, pp. 365–400.

Anderson S. P., Dietrich W. E., Montgomery D. R., Torres R., Conrad M. E., Loague K., 1997. Subsurface flow paths in a steep, unchanneled catchment, *Water Resour. Res.*, 33(12) 2637-2653.

Anderson R., Dietrich W., Brimhall G., 2002. Weathering profiles, mass-balance analysis and rates of solute loss: Linkages between weathering and erosion in a small, steep catchment, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 114, 1143– 1158.

Anderson S., von Blanckenburg F., White A., 2007. Physical and chemical controls on the critical zone, *Elements*, 3, 315–319, doi:10.2113/gselements.3.5.315.

Anderson A.E, Weiler M., Alila Y., Hudson R.O., 2010. Piezometric response in zones of a watershed with lateral preferential flow as a first-order control on subsurface flow. *Hydrological Processes* 24: 2237–2247.

Bachmair S., Weiler M., 2012. Hillslope characteristics as controls of subsurface flow variability. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 16, 3699–3715, 2012, doi:10.5194/hess-16-3699-2012.

- Bachmair S., Weiler M., Troch P.A., 2012. Intercomparing hillslope hydrological dynamics: spatio-temporal variability and vegetation cover effects. *Water Resources Research*, 48, W05537, doi: 10.1029/2011WR011196.
- Barnes C.J., Short D., Bonell M., 1997. Modelling water, nutrient and sediment fluxes using catchment scale parameters. *IAHS Publ. n. 244*, 195-205.
- Beasley R.S., 1978. Contribution of subsurface flow from the upper slopes of a forested watershed to channel flow. *Soil Science Society Of America Journal*, 40, 955–957.
- Beven K., Germann P., 1982. Macropores and water flow in soils. *Water Resources Research*, 18(5), 1311–1325.
- Beven, K., 2006. Searching for the Holy Grail of scientific hydrology: $Q_t = H(S, R)A$ as closure. *Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss.* 3, 769–792.
- Beven K.J., Kirkby M.J., 1979. A physically based, variable contributing area model of basin hydrology. *Hydrological Sciences Bulletin* 24: 43–69.
- Blume T., Zehe E., Bronstert A., 2007. Rainfall-runoff response, event-based runoff coefficients and hydrograph separation / Réponse pluie-débit, coefficients d'écoulement événementiels et separation d'hydrogramme. *Hydrological Sciences Journal*, 52(5), 843–862, doi:10.1623/hysj.52.5.843, 2007.
- Bonell, M., 1998. Selected challenges in runoff generation research in forests from the hillslope to headwater drainage basin scale. *Journal of the American Water Resources Association* 34 4, pp. 765-785.
- Borga M, Dalla Fontana G., Cazorzi F., 2002. Analysis of topographic and climatic control on rainfall-triggered shallow landsliding using a quasi-dynamic wetness index. *Journal of Hydrology*, 2002.
- Botter G., Bertuzzo E., Rinaldo A., 2010. Transport in the hydrologic response: Travel time distributions, soil moisture dynamics, and the old water paradox, *Water Resour. Res.*, 46, W03514, doi:10.1029/2009WR008371.
- Brammer D.D., McDonnell J.J., Kendall C., Rowe L.K., 1995. Controls on the downslope evolution of water, solutes and isotopes in a steep forested hillslope. *Transactions of the American Geophysical Union*, 76(46), 268.

- Bronstert A., 1999. Capabilities and limitations of detailed hillslope hydrological modelling. *Hydrol. Process.*, 13, 21-48.
- Burt T.P., Butcher D.P., 1985. Topographic controls of soil moisture distributions. *Journal of Soil Science*, 36(3), 469–486.
- Burt T.P., 1989. Storm runoff generation in small catchments in relation to the flood response of large basins. In *Floods, Hydrological, Sedimentological and Geomorphological Implications*, Beven K. and Carling P. (Eds.), John Wiley & Sons: pp. 11–35.
- Campbell Scientific Inc., 2002-2003. CR200 series Datalogger overview. Operator's manual.
- Cappus P., 1960. Bassin experimental d'Alrance - Etude des lois de l'écoulement - Application au calcul et a la prevision des débits. *La Houille Blanche*, A, 493–520.
- Catani, F., Segoni, S., and Falorni, G., 2010. An empirical geomorphology-based approach to the spatial prediction of soil thickness at catchment scale, *Water Resour. Res.*, 46, W05508, doi:10.1029/2008WR007450.
- Chandler D.G, Seyfried M., Murdock M., McNamara J., 2004. Field Calibration of Water Content Reflectometers. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, vol. 68.
- Congsheng F., Jianyao C., Huabo J., Linyao D., 2012. Threshold behavior in a fissured granitic catchment in southern China: (1) analysis of field monitoring results. *Water Resources Research*, conditionally accepted.
- Davis, J.L., Chudobiak, W.J., 1975. In situ meter for measuring relative permittivity of soils. *Geological Survey of Canada Paper*, 75(1), Part A, 75–79.
- Del Favero R., Lasen C., 1993. *La vegetazione forestale del Veneto*. Regione Veneto, Assessorato Agricoltura e Foreste, Dipartimento Foreste.
- Detty J.M., McGuire K.J., 2010a. Topographic controls on shallow groundwater dynamics: implications of hydrologic connectivity between hillslopes and riparian zones in a till mantled catchment. *Hydrological Processes* 24: 2222–2236.
- Detty J.M., McGuire K.J., 2010b. Threshold changes in storm runoff generation at a till-mantled headwater catchment. *Water Resources Research*, vol. 46, W07525, doi:10.1029/2009WR008102.

- Dhakal A.S., Sullivan K., 2012. Shallow groundwater response to rainfall on a forested headwater catchment in northern coastal California: implications of topography, rainfall, and throughfall intensities on peak pressure head generation. *Hydrological Processes*, DOI: 10.1002/hyp.9542.
- Dietrich, W. E., Reiss, R., Hsu, M.-L., Montgomery, D. R., 1995. A process-based model for colluvial soil depth and shallow landsliding using digital elevation data, *Hydrological Processes*, 9, 383 – 400, doi:10.1002/hyp.3360090311.
- Dietrich W., Perron J., 2006. The search for a topographic signature of life, *Nature*, 439, 411– 418, doi:10.1038/nature04452.
- Dunne T., Black R.D., 1970. Partial area contributions to storm runoff in a small New England watershed. *Water Resources Research*, 6(5), 1296–1311.
- Dunne T. E., 1978. Field studies of hillslope flow processes. In *Hillslope Hydrology*, M J Kirkby (ed.), Wiley, New York.
- Dooge J.C.I., O’Kane J.P., 2004. *Deterministic Methods in Systems Hydrology*, A.A. Balkema, Lisse, The Netherlands, pp. 309.
- Engler A., 1919. *Untersuchungen uber den Einfluss des Waldes auf den Stand der Gewasser*, 12. Kommissionsverlag von Beer & Cie: Zurich, p. 626.
- Fannin R.J., Jaakkola J., Wilkinson M.T., Hetherington E.D., 2000. Hydrologic response of soils to precipitation at Carnation Creek, British Columbia, Canada. *Water Resources Research* 36: 1481–1494.
- Freer J., McDonnell J.J., Beven K.J., Peters N.E., Burns D.A., Hooper R.P., Aulenbach B., Kendall C., 2002. The role of bedrock topography on subsurface storm flow. *Water Resources Research* 38: 1269. DOI: 10.1029/2001WR000872.
- Freeze A.R., 1972. Role of subsurface flow in generating surface runoff. 2.Upstream source areas. *Water Resources Research*, 8(5), 1272–1283.
- Frisbee M.D., Allan C.J., Thomasson M.J., Mackereth R., 2007. Hillslope hydrology and wetland response of two small zero-order boreal catchments on the Precambrian Shield. *Hydrological Processes* 21(22): 2979–2997.

- Gabet E., Reichman O., Seabloom E., 2003. The effects of bioturbation on soil processes and sediment transport, *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 31, 249–273, doi:10.1146/annurev.earth.31.100901.141314.
- Germann P., 1990. Macropores and hydrologic hillslope processes. In Anderson, M.G., e Burt, T.P. (ed), *Process Studies in Hillslope Hydrology*. John Wiley, Chichester. 327-363.
- Gessler P. E., Moore I. D., McKenzie N. J., Ryan P. J., 1995. Soil landscape modeling and spatial prediction of soil attributes, *Int. J. Geogr. Inf. Syst.*, 9, 421–432, doi:10.1080/02693799508902047.
- Gong Y., Cao Q., Sun Z., 2003. The effects of soil bulk density, clay content and temperature on soil water content measurement using time domain reflectometry. *Hydrological Processes*, 17,3601-3614.
- Gutknecht D., 1996. Abflusentstehung an Haengen – Beobachtungen und Konzeptionen. *Oesterreichische Wasser- und Abfallwirtschaft*, 48, 134-144.
- Haga H., Matsumoto Y., Matsutani J., Fujita M., Nishida K., Sakamoto Y., 2005. Flow paths, rainfall properties, and antecedent soil moisture controlling lags to peak discharge in a granitic unchanneled catchment. *Water Resources Research*, 41, W12410, doi:12410.11029/12005WR004236.
- Harr R.D., 1977. Water flux in soil and subsoil on a steep forested slope. *Journal of Hydrology*, 33, 37–58.
- Haught D.R.W., van Meerveld H.J., 2011. Spatial variation in transient water table responses: differences between an upper and lower hillslope zone. *Hydrological Processes* 25: 3866-3877.
- Heimsath A., Dietrich W., Nishiizumi K., Finkel R., 1997. The soil production function and landscape equilibrium, *Nature*, 388, 358– 361.
- Heimsath, A. M., Dietrich, W. E., Nishiizumi, K., Finkel, R. C., 1999. Cosmogenic nuclides, topography, and the spatial variation of soil depth, *Geomorphology*, 27, 151–172, doi:10.1016/S0169-555X(98)00095-6.
- Hewlett J.D., Hibbert A.R., 1963. Moisture and energy conditions within a sloping soil mass during drainage. *Journal of Geophysical Research*, 68, 1081–1087.

- Hewlett J.D., Hibbert A.R., 1967. Factors affecting the response of small watersheds to precipitation in humid areas. In *Forest Hydrology*, Sopper W.E. and Lull H.W. (Eds.), Pergamon Press: New York, pp. 275–291.
- Hoover M.D., Hursh C.R., 1943. Influence of topography and soil depth on runoff from forest land. *Transactions of the American Geophysical Union*, 2, 693–698.
- Hopp L., McDonnell J.J., 2009. Connectivity at the hillslope scale: Identifying interactions between storm size, bedrock permeability, slope angle and soil depth. *Journal of Hydrology* 376, 378–391, DOI: 10.1016/j.jhydrol.2009.07.047.
- Hopp L., McDonnell J.J., 2011. Examining the role of throughfall patterns on subsurface flow generation. *Journal of Hydrology* 409, 460–471, DOI: 10.1016/j.jhydrol.2011.08.044.
- Hursh C.R., Brater E.F., 1941. Separating storm-hydrographs from small drainage-areas into surface- and subsurfaceflow. *Transactions of the American Geophysical Union*, 3, 863–871.
- Inamdar S., Mitchell M., 2006. Hydrologic and topographic controls on storm-event exports of dissolved organic carbon (DOC) and nitrate across catchment scales. *Water Resources Research* 42(3): W03421.
- Inamdar S., Mitchell M., 2007. Contributions of riparian and hillslope waters to storm runoff across multiple catchments and storm events in a glaciated forested watershed. *Journal of Hydrology*, 341, 116–130 doi:10.1016/j.jhydrol.2007.05.007.
- James A.L., Roulet N.T., 2007. Investigating hydrologic connectivity and its association with threshold change in runoff response in a temperate forested watershed. *Hydrological Processes* 21, 3391–3408.
- James A.L., Roulet N. T., 2009. Antecedent moisture conditions and catchment morphology as controls on spatial patterns of runoff generation in small forest catchments. *Journal of Hydrology*, 377, 351–366.
- Jones J.A.A., 1971. Soil piping and stream channel initiation. *Water Resources Research*, 7(3), 602–610.
- Kendall, K. A., Shanley, J. B., and McDonnell, J. J., 1999, A hydrometric and geochemical approach to test the transmissivity feedback hypothesis during snowmelt, *J. Hydrol.*, 219, 188–205.

- Kirkby M.J., 1978. Hillslope Hydrology, Wiley, New York.
- Kirkby M.J., 1988. Hillslope runoff processes and models. *J. Hydrol.*, 100, 315-339.
- Lanni C., Borga M., Rigon R., Tarolli P., 2012a. Modelling catchment-scale shallow landslide occurrence by means of a subsurface flow path connectivity index. *Hydrological Earth Systems Science Discussion*, 9: 4101–4134. doi:10.5194/hessd-9-4101-2012.
- Lanni C., McDonnell J.J., Hopp L., Rigon R., 2012b. Simulated effect of soil depth and bedrock topography on near-surface hydrologic response and slope stability. *Earth Surf. Process. Landforms*, DOI: 10.1002/esp.3267.
- Latron J., Gallart F., 2008. Runoff generation processes in a small Mediterranean research catchment (Vallcebre, Eastern Pyrenees). *Journal of Hydrology*, 358, 206-220.
- Lehmann, P., Hinz C., McGrath G., Tromp-van Meerveld H.J., McDonnell J.J., 2007. Rainfall threshold for hillslope outflow: an emergent property of flow pathway connectivity, *Hydrology and Earth Systems Science*, 11, 1047-1063.
- Latron J., Gallart F., 2008. Runoff generation processes in a small Mediterranean research catchment (Vallcebre, Eastern Pyrenees). *J. Hydrol.* 358, 206–220.
- Lin H., Bouma J., Pachpsky Y., Western A., Thompson J., van Genuchten R., Vogel H., Lilly A., 2006. *Hydropedology: Synergistic integration of pedology and hydrology*, *Water Resour. Res.*, 42, W05301, doi:10.1029/2005WR004085.
- Marchi L., Cavalli M., Sangati M., Borga M., 2009. Hydrometeorological controls and erosive response of an extreme alpine debris flow. *Hydrol. Process.* 23, 2714 – 2727 (2009), DOI: 10.1002/hyp.7362.
- McDonnell J.J., 1989. *The Age, Origin and Pathway of Subsurface Stormflow in a Steep Humid Catchment*, University of Canterbury: Christchurch, p. 270.
- McDonnell J.J., 1990 A rationale for old water discharge through macropores in a steep, humid catchment. *Water Resources Research*, 26(11), 2821–2832.
- McDonnell J.J., Owens I.F., Stewart M.K., 1991. A case study of shallow flow paths in a steep zero-order basin. *Water Resources Bulletin*, 27(4), 679–685.

- McDonnell J. J., Freer J. E., Hooper R. P., Kendall C., Burns D. A., Beven K. J., Peters N. E., 1996. New method developed for studying flow in hillslopes, *Eos Trans. AGU*, 77(47), 465.
- McDonnell J.J., Tanaka T., Mitchell M., Ohte N., 2001. Foreword: hydrology and biogeochemistry of forested catchments. *Hydrological Processes* 15 10, pp. 1673-1674
- McDonnell J. J., Sivapalan M., Vaché K., Dunn S., Grant G., Haggerty R., Hinz C., Hooper R., Kirchner J., Roderick M. L., Selker J., Weiler M., 2007. Moving beyond heterogeneity and process complexity : A new vision for watershed hydrology, *Water Resour. Res.*, 43, W07301, doi:10.1029/2006WR005467.
- McGlynn B.L., McDonnell J.J., 2003a. Role of discrete landscape units in controlling catchment dissolved organic carbon dynamics. *Water Resources Research* 39: 1090. DOI: 10.1029/2002WR001525.
- McGlynn B.L., McDonnell J.J., 2003b. Quantifying the relative contributions of riparian and hillslope zones to catchment runoff. *Water Resources Research* 39: 1310. DOI: 10.1029/2003WR002091.
- McGlynn, B. L., J. Seibert, 2003. Distributed assessment of contributing area and riparian buffering along stream networks, *Water Resour. Res.*, 39(4), 1082, doi:10.1029/2002WR001521.
- McGlynn B.L., McDonnell J.J., Seibert J., Kendall C., 2004. Scale effects on headwater catchment runoff timing, flow sources, and groundwater streamflow relations. *Water Resources Research* 40: W07504. DOI: 10.1029/2003WR002494.
- Michiels P., Gabriels D., de Strooper E., Hartmann R., 1988. Field monitoring of surface and subsurface runoff on a slope in a loamy region. *Soil Technol.*, 1, 175-180.
- Mitasova H., Hofierka J., 1993. Interpolation by regularized spline with tension II, Application to terrain modeling and surface geometry analysis. *Math Geol.*, 25, 657-669, 1993.
- Myrabø S., 1997. Temporal and spatial scale of response area and groundwater variation in a till. *Hydrological Processes*, 11, 1861-1880.
- Montgomery D. R., Dietrich W. E., 1994. A physically based model for the topographic control on shallow landsliding, *Water Resour. Res.*, 30(4) 1153-1171.

- Montgomery D.R., Dietrich W.E., Torres R., Anderson S.P., Heffner J.T., Loague K. 1997. Piezometric response of a steep unchanneled valley to natural and applied rainfall. *Water Resources Research*, 33, 91–109.
- Montgomery D.R., Dietrich W.E., Heffner J.T., 2002. Piezometric response in shallow bedrock at CB1: Implications for runoff generation and landsliding. *Water Resources Research*, 38(12), 1274, DOI:10.1029/2002WR001429.
- Moore RD, Thompson JC., 1996. Are water table variations in a shallow forest soil consistent with the TOPMODEL concept. *Water Resources Research* 32: 663–669.
- Mosley M.P., 1979. Streamflow generation in a forested watershed. *Water Resources Research*, 15, 795–806.
- Mosley M.P., 1982. Subsurface flow velocities through selected forest soils, South Island, New Zealand. *Journal of Hydrology*, 55, 65–92.
- Negishi J.N., Nogguchi S., Sidle R.C., Ziegler A.D., Abdul R.N., 2007. Stormflow generation involving pipe flow in a zero-order basin of Peninsular Malaysia. *Hydrological Processes* 21: 789–806.
- Nicotina, L., Tarboton, D. G., Tesfa, T. K., Rinaldo, A., 2011. Hydrologic controls on equilibrium soil depths, *Water Resour. Res.*, 47, W04517, doi:10.1029/2010WR009538.
- O’Kane J.P., Flynn D., 2007. Threshold, switches and hysteresis in hydrology from the pedon to the catchment scale: a non-linear systems theory. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 11(1), 443-459.
- O’Loughlin E.M., 1990. Perspectives on hillslope research, in Anderson, M.G., e Burt, T.P. (ed), *Process Studies in Hillslope Hydrology*. John Wiley, Chichester. 501-516.
- Pearce A.J., Stewart M.K., Sklash M.G., 1986. Storm runoff generation in humid headwater catchments: 1. Where does the water come from? *Water Resources Research*, 22, 1263–1272.
- Pelletier J., Rasmussen C., 2009. Geomorphically based predictive mapping of soil thickness in upland watersheds, *Water Resour. Res.*, 45, W09417, doi:10.1029/2008WR007319.

- Penna D., 2008. Soil moisture distribution and runoff response at the hillslope scale: experimental analysis in an Alpine environment. Università degli Studi di Padova, Facoltà di Agraria.
- Penna D., Borga M., Norbiato D., Dalla Fontana G., 2009. Hillslope scale soil moisture variability in a steep alpine terrain. *Journal of Hydrology*, 364, 311-327, doi:10.1016/j.jhydrol.2008.11.009.
- Penna D., Borga M., Sangati M., Gobbi A., 2010. Dynamics of soil moisture, subsurface flow and runoff in a small alpine basin. IAHS Publications, Red Book Series 336, ISBN 978-1-907161-08-7, 96–102.
- Penna D., Tromp-van Meerveld H.J., Gobbi A., Borga M., Dalla Fontana G., 2011. The influence of soil moisture on threshold runoff generation processes in an alpine headwater catchment. *Hydrology and Earth System Sciences*, 15, 689–702, doi:10.5194/hess-15-689-2011.
- Penna D., Brocca L., Borga M., Dalla Fontana G., 2013. Soil moisture temporal stability at different depths on two alpine hillslopes during wet and dry periods. *Journal of Hydrology*, conditionally accepted.
- Peters N.E., Freer J.E, Aulenbach B.T., 2003. Hydrological dynamics of the Panola Mountain Research Watershed, Georgia. *Ground Water* 41: 973–988.
- Phillips J.D., 2003. Sources of nonlinearity and complexity in geomorphic systems. *Progress in Physical Geogragraphy*, 2003, 27; 1. DOI: 10.1191/0309133303pp340ra.
- Radatz T.F., Thompson, A.M., Madison F.W., 2012. Soil moisture and rainfall intensity thresholds for runoff generation in southwestern Wisconsin agricultural watersheds, *Hydrological Processes*, articolo in stampa.
- Ritsema C.J., Stolte J., Oostindie K., Van der Elsen E., 1996. Measuring and modelling water dynamics and runoff generation in an agricultural hillslope. *Hydrol. Process.*, 10, 1081-1089.
- Robinson J.S., Sivapalan M., Snell J.D., 1995. On the relative roles of hillslope processes, channel routing, and network geomorphology in the hydrologic response of natural catchments. *Water Resour. Res.*, 31, 12, 3080-3101.

- Rodhe A., 1987. The Origin of Streamwater Traced by Oxygen-18 , PhD Dissertation Thesis, Uppsala University, Uppsala,p. 260.
- Rodhe L., Seibert J., 2011. Groundwater dynamics in a till hillslope: flow directions, gradients and delay. *Hydrological Processes*, 25, 12, 1889-1909.
- Saco P., Willgoose G., Hancock G., 2006. Spatial organization of soil depths using a landform evolution model, *J. Geophys. Res.*, 111, F02016, doi:10.1029/2005JF000351.
- Sayama T., McDonnell J., 2009. A new time-space accounting scheme to predict stream water residence time and hydrograph source components at the watershed scale, *Water Resour. Res.*, 45, W07401, doi:10.1029/2008WR007549.
- Seibert J., Bishop K., Nyberg L., 1997. A test of TOPMODEL's ability to predict spatially distributed groundwater levels. *Hydrological Processes*11(9): 1131–1144.
- Seibert J., Bishop K., Rodhe A., McDonnell J.J., 2003. Groundwater dynamics along a hillslope: A test of the steady state hypothesis. *Water Resources Research* 39: 1014. DOI: 10.1029/2002WR001404.
- Sklash M.G., Stewart M.K., Pearce A.J., 1986. Storm runoff generation in humid headwater catchments: 2. a case study of hillslope and low-order stream response. *Water Resources Research*, 22(8), 1273–1282.
- Sidle R.C., Noguchi S., Tsuboyama T., Laursen K., 2001. A conceptual model of preferential flow systems in forested hillslopes: Evidence of self-organization. *Hydrological Processes* 15: 1675–1692.
- Summerfield M. A., 1997. *Global Geomorphology*, 537 pp. Longman, New York.
- Tani M., 1997. Runoff generation processes estimated from hydrological observations on a steep forested hillslope with a thin soil layer. *Journal of Hydrology*, 200, 84–109.
- Tarboton D.G., 1997. A new method for the determination of flow directions and upslope area in grid digital elevation models. *Water Resources Research*, 33(2), 309-319.
- Tesfa, T. K., Tarboton, D. G., Chandler, D. G., and McNamara, J. P., 2009. Modeling soil depth from topographic and land cover attributes, *Water Resour. Res.*, 45, W10438, doi:10.1029/2008WR007474.

- Topp G.C., Davis J.L., Annan, A.P., 1980. Electromagnetic determination of soil water content: measurements in coaxial transmission lines, *Water Resources Research*, 16(3), 574-582.
- Torres R., Dietrich W.E., Montgomery D.R., Anderson S.P., Loague K., 1998. Unsaturated zone processes and the hydrologic response of a steep, unchanneled catchment. *Water Resources Research* 34 8, pp. 1865-1879.
- Tromp-van Meerveld H. J., McDonnell J. J., 2005. Comment to “Spatial correlation of soil moisture in small catchments and its relationship to dominant spatial hydrological processes, *Journal of Hydrology* 286: 113–134”. *Journal of Hydrology* 303, 307–312.
- Tromp-van Meerveld H. J., McDonnell J. J., 2006a. Threshold relations in subsurface stormflow: 1. A 147-storm analysis of the Panola hillslope. *Water Resources Research*, 42, W02410. doi:10.1029/2004WR003778.
- Tromp-van Meerveld H. J., McDonnell J. J., 2006b. Threshold relations in subsurface stormflow: 2. The fill and spill hypothesis. *Water Resources Research*, 42, W02411. doi:10.1029/2004WR003800.
- Tromp-van Meerveld H. J., Weiler M., 2008. Hillslope dynamics modeled with increasing complexity, *J. Hydrol.*, 361, 24–40.
- Tsuboyama Y., Sidle R.C., Noguchi S. and Hosoda I., 1994. Flow and solute transport through the soil matrix and macropores of a hillslope segment. *Water Resources Research*, 30(4), 879–890.
- Tsukamoto Y., 1961. An experiment on sub-surface flow. *Journal of the Japanese Forestry Society*, 43, 62–67.
- Uchida T., Kosugi K. and Mizuyama T., 1999. Runoff characteristics of pipeflow and effects of pipeflow on rainfallrunoff phenomena in a mountainous watershed. *Journal of Hydrology*, 222(1–4), 18–36.
- Vidon P., 2011. Towards a better understanding of riparian zone water table response to precipitation: surface water infiltration, hillslope contribution or pressure wave processes? *Hydrol. Process.* Published online in Wiley Online Library, DOI: 10.1002/hyp.8258.
- Weiler M., Naef F., 2003. An experimental tracer study of the role of macropores in infiltration in grassland soils. *Hydrological Processes*, 17(2), 477–493.

Weiler M., McDonnell J.J., Tromp-van Meerveld H.J., Uchida T., 2005. Subsurface stormflow. In: Encyclopedia of Hydrological Sciences, Ed. by Anderson M. John Wiley & Sons, Ltd., Vol. 3: 1719–1732.

Weyman D.R., 1973. Measurements of the downslope flow of water in a soil. *Journal of Hydrology*, 20, 267–288.

Whipkey R.Z., 1965. Subsurface storm flow from forested slopes. *Bulletin of the International Association of Scientific Hydrology*, 2, 74–85.

Woods R., Rowe L., 1996. The changing spatial variability of subsurface flow across a hillside. *Journal of Hydrology (NZ)*, 35(1), 51–86.

Xu N., Saiers J., Wilson H. F., Raymond P. A., 2012. Simulating streamflow and dissolved organic matter export from a forested watershed. *Water Resources Research*, vol. 48, W05519, doi:10.1029/2011WR011423, 2012.

Zhang B., Tang J.L., Gao C., Zepp H., 2011. Subsurface lateral flow from hillslope and its contribution to nitrate loading in streams through an agricultural catchment during subtropical rainstorm events. *Hydrology and Earth System Sciences*, 15, 3153–3170, doi:10.5194/hess-15-3153-2011.

Zehe E., Graeff T., Morgner M., Bauer A., Bronstert A., 2010. Plot and field scale soil moisture dynamics and subsurface wetness control on runoff generation in a headwater in the Ore Mountains. *Hydrology and Earth System Sciences*, 873–889, 2010, doi:10.5194/hess-14-873-2010.

Zeuberger L.W., Thorne C.R., 1987. Quantitative Analysis of Land Surface Topography. *Earth Surface Processes and Landforms* 12: 47–56.