

**UNIVERSITÀ
DEGLI STUDI
DI PADOVA**

Sede Amministrativa: Università degli Studi di Padova

Dipartimento di Ingegneria Civile, Edile ed Ambientale

DOTTORATO DI RICERCA IN
SCIENZE DELL'INGEGNERIA CIVILE ED AMBIENTALE
CICLO XXVI

Risposta idrologica di recessione e morfologia della rete di drenaggio

Coordinatore: Ch.mo Prof. Stefano Lanzoni

Supervisori: Ch.mo Prof. Marco Marani

Ch.mo Prof. Mario Putti

Dottoranda: Svetlana Blokhina

Gennaio 2014

Alla memoria dei miei genitori

A R.G.

Indice

| | |
|--|-------------|
| Elenco delle figure | XII |
| Elenco delle tabelle | XIII |
| Sommario | XV |
| Abstract | XVII |
| 1 Premessa: risposta idrologica e caratteristiche geomorfologiche a scala di bacino | 1 |
| 1.1 Curve di recessione | 2 |
| 1.2 Origini geomorfologiche delle curve di recessione | 5 |
| 1.3 Obiettivi e struttura della tesi | 9 |
| 2 Proprietà degli idrogrammi di recessione: analisi di un caso reale | 11 |
| 2.1 Descrizione del sito | 11 |
| 2.2 Analisi delle recessioni | 17 |
| 2.3 Discussione e conclusioni | 22 |
| 3 Il modello CATchment HYdrology (CATHY) | 27 |
| 3.1 Soluzione del modulo di deflusso subsuperficiale | 28 |
| 3.2 Modellazione del deflusso superficiale | 36 |
| 3.3 Interazioni tra il modulo superficiale e subsuperficiale | 45 |
| 3.4 Rete dinamica in saturazione | 49 |

INDICE

| | | |
|----------|--|------------|
| 4 | Caso di studio: V-catchment | 50 |
| 4.1 | Discretizzazione e parametri del modello | 50 |
| 4.2 | Test di drenaggio | 53 |
| 4.3 | Discussione e conclusioni | 54 |
| 5 | Caso di studio: bacino del torrente Vermigliana | 58 |
| 5.1 | Descrizione del sito | 58 |
| 5.1.1 | Inquadramento geologico ed idrogeologico | 61 |
| 5.1.2 | Uso del suolo e caratteristiche pedologiche | 64 |
| 5.1.3 | Caratteristiche climatiche e idrologiche | 66 |
| 5.2 | Discretizzazione e parametri del modello | 69 |
| 5.2.1 | Struttura della mesh | 70 |
| 5.2.2 | Geometria idraulica superficiale | 72 |
| 5.2.3 | Caratteristiche idrauliche del suolo | 73 |
| 5.2.4 | Input atmosferico | 74 |
| 5.2.5 | Condizioni iniziali e al contorno | 77 |
| 5.3 | Calibrazione del modello | 77 |
| 5.3.1 | Simulazioni preliminari | 78 |
| 5.3.2 | Sensibilità del modello ai parametri | 78 |
| 5.3.3 | Validazione del modello | 82 |
| 5.4 | Applicazione del modello per l'analisi di ADN | 82 |
| 5.4.1 | Test di drenaggio | 82 |
| 5.4.2 | Simulazione dell'evento reale | 88 |
| 6 | Conclusioni | 92 |
| A | Approfondimenti teorici | 94 |
| A.1 | Interpolazione spaziale dei dati meteorologici | 94 |
| A.1.1 | Kriging semplice | 96 |
| A.1.2 | Kriging ordinario | 99 |
| A.1.3 | Kriging universale | 106 |
| A.2 | Evapotraspirazione | 110 |
| | Ringraziamenti | 122 |

INDICE

Bibliografia

123

Elenco delle figure

| | | |
|------|--|----|
| 1.1 | Rete di drenaggio dinamica e la curva di recessione geomorfologica [Biswal et al., 2010] | 7 |
| 2.1 | DTM del bacino di Fersina | 12 |
| 2.2 | Genesi delle litologie presenti nel bacino di Fersina [PGUAP 2006] | 13 |
| 2.3 | Mappa di permeabilità nel bacino di Fersina [PGUAP 2006] | 14 |
| 2.4 | Mappa dell'uso del suolo nel bacino di Fersina [<i>Corine Land Cover</i> 2006] | 15 |
| 2.5 | Precipitazione e temperatura medie mensili nel bacino del Fersina | 16 |
| 2.6 | Portate medie mensili nel bacino di Fersina chiuso a Trento | 16 |
| 2.7 | Intervallo minimo tra due eventi pioggia indipendenti consecutivi stimato per il bacino di Adige | 17 |
| 2.8 | Curve di recessione osservate nel bacino di Fersina | 19 |
| 2.9 | Istogrammi dell'esponente delle curve di recessione 2.9a e della scala temporale caratteristica 2.9b | 20 |
| 2.10 | Distribuzione dell'esponente b delle curve di recessione per ogni stagione | 21 |
| 2.11 | Distribuzione delle scale temporali k delle curve di recessione per ogni stagione | 21 |
| 2.12 | Distribuzione spaziale della pioggia cumulata 2.12a e dell'intensità massima della pioggia 2.12b. L'esponente della curva di recessione individuale osservata è uguale a 3.6257. | 23 |

ELENCO DELLE FIGURE

| | | |
|------|--|----|
| 2.13 | Distribuzione spaziale della pioggia cumulata 2.13a e dell'intensità massima della pioggia 2.13b. L'esponente della curva di recessione individuale osservata è uguale a 1.001. | 24 |
| 3.1 | Sistema di ordinamento della rete di drenaggio basato su DTM [Orlandini et al., 1998] | 36 |
| 3.2 | Determinazione della direzione di massima pendenza applicata nei metodi D8-LTD e D8-LAD [Orlandini et al., 2009] | 38 |
| 3.3 | Mappatura di drenaggio nel caso di presenza delle zone depresse [Camporese et al., 2010] | 41 |
| 3.4 | Griglia di discretizzazione spazio-temporale del metodo di Muskingum-Cunge [Orlandini et al., 1998] | 42 |
| 4.1 | Visualizzazione 3D di V-catchment | 51 |
| 4.2 | I pattern della zona satura connessa al canale di V-catchment ADA (4.2a), dei flussi attuali (4.2b) e del deflusso superficiale (4.2c) simulati 7 ore dopo l'inizio della recessione | 55 |
| 4.3 | I pattern della zona satura connessa al canale di V-catchment ADA (4.3a), dei flussi attuali (4.3b) e del deflusso superficiale (4.3c) simulati 833 ore dopo l'inizio della recessione | 56 |
| 4.4 | Portata simulata alla sezione di chiusura (in blu) e il flusso di esfiltrazione calcolato sui nodi di ADA (in celeste) | 57 |
| 5.1 | Bacini di 1° livello di Provincia Autonoma di Trento | 59 |
| 5.2 | DTM del bacino di Vermigliana chiuso a Vermiglio | 59 |
| 5.3 | Versanti rocciosi della sinistra idrografica alla quota di 1700 m s.l.m. ca. (a); alveo di Rio S. Leonardo nei pressi di Vermiglio (b) | 60 |
| 5.4 | Torrente Vermigliana nei pressi di località Stavél (a) e a Vermiglio (b) | 60 |
| 5.5 | Mappa geologica del bacino di Vermigliana [PGUAP 2006] | 62 |
| 5.6 | Mappa di permeabilità nel bacino di Vermigliana [PGUAP 2006] | 63 |
| 5.7 | Mappa dell'uso del suolo nel bacino di Vermigliana | 65 |
| 5.8 | Precipitazioni medie mensili nella zona del bacino di Vermigliana | 67 |

ELENCO DELLE FIGURE

| | | |
|------|---|----|
| 5.9 | Temperature medie mensili nella zona del bacino di Vermigliana | 68 |
| 5.10 | Altezze medie della neve al suolo nel bacino di Vermigliana relativa al periodo 2005-2010 | 68 |
| 5.11 | Portata osservata a Vermiglio nell'anno 2010 | 70 |
| 5.12 | Profondità del basamento nel bacino di Vermigliana | 72 |
| 5.13 | Curve di ritenzione | 74 |
| 5.14 | Distribuzione spaziale delle piogge cumulate: eventi del 02-03 agosto 2010 (a sinistra) e del 04-06 agosto 2010 (a destra) . . . | 76 |
| 5.15 | Evapotraspirazione potenziale giornaliera stimata il 06/08/2010 (a sinistra) e il 07/08/2010 (a destra) | 76 |
| 5.16 | Sensibilità del modello alla variazione della conducibilità idrau- lica a saturazione | 79 |
| 5.17 | Sensibilità del modello alla variazione della porosità | 80 |
| 5.18 | Sensibilità del modello alla del coefficiente dell'immagazzina- mento elastico | 80 |
| 5.19 | Sensibilità del modello alla variazione dei coefficienti di Gauckler- Strickler dei versanti (5.19a) e dei canali (5.19b) | 81 |
| 5.20 | Validazione del modello sul bacino di Vermigliana: confronto tra idrogrammi simulato e osservato durante l'evento di 05-08 agosto 2010 | 83 |
| 5.21 | I pattern del deflusso esfiltrato in ADN (5.21a),(5.21c),(5.21e) e delle relative zone sature connesse alla rete di drenaggio (5.21b),(5.21c),(5.21e). In rosso è indicata ADA, in blu scuro è rappresentata la rete di drenaggio attiva e in celeste sono i canali della rete non attivi | 85 |
| 5.22 | Portata simulata alla sezione di chiusura (in blu) e il flusso di esfiltrazione calcolato sui nodi di ADA (in celeste) | 86 |
| 5.23 | Curve di recessione simulate nel test di drenaggio | 87 |
| 5.24 | La curva di recessione geomorfologica simulata nel test di drenaggio | 87 |
| 5.25 | La portata per unità di lunghezza di ADN (sopra) e la celerità di desaturazione della rete di drenaggio (sotto) | 88 |
| 5.26 | I punti di controllo dentro il bacino di Vermigliana | 89 |

ELENCO DELLE FIGURE

| | | |
|------|---|-----|
| 5.27 | Le curve di recessione simulate dopo l'evento di pioggia 04-06 agosto 2010 | 89 |
| 5.28 | Le curve di recessione simulate dopo l'evento di pioggia 04-06 agosto 2010 | 90 |
| 5.29 | Le portate per unità di lunghezza di ADN calcolate ad ogni sezione di chiusura per la recessione dopo l'evento di pioggia 04-06 agosto 2010 | 90 |
| 5.30 | Celerità di desaturazione di ADN calcolata ad ogni sezione di chiusura per la recessione dopo l'evento di pioggia 04-06 agosto 2010 | 91 |
| A.1 | Un esempio idealizzato di variogramma | 104 |
| A.2 | Curva del coefficiente k_{cb} per una coltura generica [Allen et al., 1998] | 116 |
| A.3 | Diagrama per determinazione del coefficiente k_r [Allen et al., 1998] | 118 |
| A.4 | Diagrama per determinazione del coefficiente k_s [Allen et al., 1998] | 119 |

Elenco delle tabelle

| | | |
|-----|--|----|
| 2.1 | Statistiche delle curve di recessione | 18 |
| 2.2 | Coefficienti di correlazione dei parametri delle recessioni con i diversi fattori | 22 |
| 4.1 | Caratteristiche strutturali delle mesh 2D e 3D di V-catchment | 52 |
| 4.2 | Caratteristiche idrauliche del suolo per V-catchment | 52 |
| 4.3 | Caratteristiche della geometria idraulica superficiale per V- catchment | 53 |
| 5.1 | Caratteristiche idrogeologiche del bacino di Vermigliana | 64 |
| 5.2 | Caratteristiche dei suoli nel bacino di Vermigliana [Aberegg et al., 2009] | 66 |
| 5.3 | Caratteristiche termiche delle zone climatiche presenti nel ba- cino di Vermigliana | 67 |
| 5.4 | Caratteristiche strutturali delle mesh 2D e 3D nel bacino di Vermigliana | 71 |
| 5.5 | Parametri della geometria idraulica superficiale per il bacino di Vermigliana | 73 |
| 5.6 | Caratteristiche del dominio sotterraneo nel bacino di Vermi- gliana | 74 |
| 5.7 | Stazioni meteorologiche considerate per la stima dell'input atmosferico | 75 |

Sommario

Il presente lavoro si inserisce nell'ambito della modellazione matematica dei processi idrologici a scala di bacino. L'obiettivo principale della ricerca svolta è lo studio delle relazioni tra la risposta idrologica di un bacino nella fase di recessione e le sue caratteristiche geomorfologiche.

Le curve di recessione rappresentano la relazione tra la portata e la sua diminuzione nel corso del tempo, espressa nei termini della legge di potenza $-\frac{dQ}{dt} = kQ^b$. Recentemente si sta sviluppando la teoria geomorfologica della risposta idrologica di recessione. L'idea di fondo di tale teoria consiste nel fatto che la relazione $-\frac{dQ}{dt} = kQ^b$ abbia origine dalla legge di potenza, la quale lega il numero delle origini dei canali attivi della rete di drenaggio $N(t)$ e la sua lunghezza totale $G(t)$ al tempo t . Il presente lavoro contribuisce alla validazione della teoria geomorfologica di recessione.

Nella prima fase del lavoro sono state studiate le proprietà morfologiche del bacino ottenute con gli strumenti GIS al fine dell'analisi delle recessioni di alcuni bacini montani (torrenti Vermigliana, Fersina) seguendo l'approccio proposto da [Brutsaert et al., 1977]. In uno dei casi è stata effettuata l'interpolazione spaziale delle precipitazioni con lo scopo di vagliare possibili dipendenze dei parametri di recessione dalla distribuzione spaziale eterogenea delle piogge.

Nella seconda fase della ricerca sono state eseguite le sperimentazioni numeriche al fine di studiare la dinamica delle reti di drenaggio durante la fase di recessione e di valutare in modo sperimentale i fattori della relazione tra le curve di recessione «tradizionali» e quelle «geomorfologiche» e i parametri relativi. Lo strumento adottato nella ricerca è il modello idrologico distribuito accoppiato degli afflussi-deflussi CATchment HYdrology (CATHY). Il

SOMMARIO

modello è stato applicato sia ad un bacino sintetico (V-catchment), sia ai bacini reali.

Dallo studio effettuato si è avuto riscontro positivo su alcune delle ipotesi recenti relative alle recessioni. E' stata inoltre sperimentata la dipendenza dei parametri della curva di recessione dall'eterogeneità della distribuzione spaziale delle piogge. In merito alle modellazioni della rete dinamica realizzate con CATHY è emerso che la relazione tra la portata e la lunghezza della rete può essere espressa attraverso la legge di potenza con esponenti inferiori ad uno. La portata per unità di lunghezza è variabile nel tempo con tendenza alla stabilizzazione per i tempi lunghi. Tale constatazione è significativa, in quanto recenti teorie postulano la costanza della portata per unità di lunghezza. Le portate drenate nella rete dinamica si avvicinano alla portata totale simulata nella sezione di chiusura del bacino. Pertanto si ritiene che il metodo di analisi adottato sia lo strumento più adatto allo studio della complessità dei processi che determinano la risposta idrologica nella fase di recessione a scala di bacino. Lo studio effettuato potrà consentire gli approfondimenti necessari nell'analisi delle relazioni tra le proprietà geomorfologiche del bacino ed i processi di recessione.

Abstract

The present study becomes part of the mathematical modeling of hydrological processes at the catchment scale. The main objective of this work is to examine the relationship between the hydrological response of a basin during the recession and its geomorphological characteristics.

The recession curves represent the power law relationship between the discharge and the streamflow decline rate $-\frac{dQ}{dt} = kQ^b$. Recently it has been developed the geomorphological theory of recession hydrological response. The basic idea of this theory is that the power law relationship $-\frac{dQ}{dt} = kQ^b$ originates from the power law relationship between the number of the channel heads of active drainage network (ADN) $N(t)$ and its total length $G(t)$ at time t . This study contributes to the validation of the geomorphological recession theory.

The thesis work actually started from the examination of the catchment morphological properties obtained with GIS tools, with the purpose to analyze the recessions of some mountain basins (Vermigliana, Fersina creeks). This analysis was carried out following the approach proposed by [Brutsaert et al., 1977]. For one of test cases the spatial interpolation of precipitations was performed in order to examine eventual dependencies of the recession curve parameters on the heterogeneous spatial distribution of precipitations.

Then, several numerical experiments were carried out in order to understand the dynamics of active drainage networks during the recession phase and to evaluate experimentally the factors of the links between «traditional» and «geomorphological» recession curves and relative parameters. The tool adopted in this work is the distributed hydrological model CATCHment HYdrology (CATHY), which couples the subsurface flow in porous media with

ABSTRACT

the surface flow. This model was applied to both a synthetic catchment (V-catchment) and some natural basins.

The thesis work had positive feedback on some of the assumptions relative to recession curves. Also, the dependence of the recession curve parameters on the heterogeneity of the spatial rainfall distribution was investigated. The modeling of dynamic active drainage network with CATHY showed that the relationship between the flow rate and the ADN length is a power law with exponents less than one. The flow rate per unit length is variable in time, with a tendency to the stabilization for a long recession times. This finding is significant as the recent theory implies the constant flow rate per unit length. The simulated discharge drained into ADN is closed to the simulated discharge at the basin outlet. Therefore, it allows as to deduce that the method of analysis adopted in the present work is suitable tool for understanding of the complexity of the processes that determine the recession hydrologic response at the catchment scale. The obtained results will allow the improvements in the analysis of the relationships between geomorphological catchment properties and recession response processes.

Capitolo 1

Premessa: risposta idrologica e caratteristiche geomorfologiche a scala di bacino

Lo studio e la modellazione matematica dei processi idrologici hanno un ruolo importante nel controllo e nella gestione del territorio. Le relazioni tra le proprietà morfologiche e fisiche dei sistemi idrografici e la loro risposta idrologica sono state oggetto di numerosi studi nel corso degli ultimi decenni. In particolare, molta attenzione è stata rivolta alla possibilità di predire la risposta di bacini nei quali non si disponga di estesi insiemi di osservazioni. Un contributo di rilievo a questo approccio è costituito dall'approccio denominato *downward approach* [Sivapalan et al., 2003a], che fa riferimento all'iniziativa *PUB (Prediction in Ungauged Basins)* proposta dall'International Association of Hydrological Sciences [Sivapalan et al., 2003b] per la decade 2003 – 2012. Nonostante i notevoli progressi nello studio dei processi idrologici e nello sviluppo dei relativi modelli, rimangono ancora numerose incertezze sulla comprensione dei legami tra la risposta idrologica di un bacino e le sue proprietà fisiche [Hrachowitz et al., 2013].

La complessità dei fenomeni coinvolti nella trasformazione afflussi-deflussi è nota almeno dalla prima metà del XX° secolo. A partire dalla teoria dell'idrogramma unitario (UH - [Sherman, 1932], passando attraverso i contributi

CAPITOLO 1. PREMESSA

che cercano di tenere conto dei processi sotterranei [Horton, 1936, 1937], fino ai contributi che introducono l'influenza delle caratteristiche morfologiche del bacino [Gray, 1961; Horton, 1945; Kirkby, 1976], l'Idrologia ha lungamente cercato di identificare le proprietà generali che regolano morfologia e risposta idrologica.

Un deciso passo in avanti è stato lo sviluppo della teoria dell'idrogramma unitario istantaneo geomorfologico (GIUH) proposto da [Rodriguez-Iturbe et al., 1979]. Tale teoria lega in modo esplicito la risposta idrologica alla geomorfologia del bacino, attraverso un approccio probabilistico. Nel corso degli anni la teoria GIUH è stata poi ulteriormente sviluppata dando luogo a un'intera famiglia di modelli geomorfologici [Gupta et al., 1980; Lee et al., 2005; Marani et al., 2001; Rinaldo et al., 1991, 1995, 1996; Robinson et al., 1995; van der Tak et al., 1990]. Lo sviluppo di GIS e la loro applicazione nell'ambito idrologico [Dietrich et al., 1988, 1989, 1992; Montgomery et al., 1993; O'Callaghan et al., 1984; Tarboton, 1997] hanno quindi fornito un mezzo semplice per definire le caratteristiche geomorfologiche di rilievo idrologico, dando ulteriore impulso all'applicazione dello GIUH, principalmente nell'ambito della previsione delle piene. Il deflusso di magra, e i regimi di recessione, hanno tuttavia sinora ricevuto una minore attenzione, tanto che vengono normalmente trattati assegnando forme ad hoc delle distribuzioni dei tempi di residenza, piuttosto che derivando un esplicito legame con le proprietà morfologiche della rete e dei versanti. Infatti, la teoria delle curve di recessione, di seguito riassunta nei suoi lineamenti principali, resta tutt'ora sostanzialmente slegata da descrizioni geomorfologiche.

1.1 Curve di recessione

Le moderne analisi del processo di recessione del deflusso prendono inizio dagli studi di Boussinesq e di Maillet [Hall, 1968; Tallaksen, 1995], i quali si basano su equazioni dei deflussi sotterranei che richiedono ipotesi semplificative circa le condizioni al contorno e iniziali. Un nuovo metodo nell'analisi della recessione è stato proposto da [Brutsaert et al., 1977], i quali hanno confrontato i risultati dell'analisi dei dati osservati con le soluzioni dell'equazione

1.1. CURVE DI RECESSIONE

di Boussinesq. Al fine di semplificare lo studio dei fenomeni di recessione, ed evitare di dover tenere conto del tempo cronologico a partire dall'inizio della recessione stessa, [Brutsaert et al., 1977] hanno proposto di analizzare i valori $-dQ/dt$ in funzione della portata Q , attraverso una legge di potenza:

$$-\frac{dQ}{dt} = kQ^b \quad (1.1)$$

dove $-dQ/dt$ rappresenta la variazione della portata nel tempo, Q è la portata registrata alla sezione di chiusura.

Approssimando i valori nel seguente modo:

$$\frac{dQ}{dt} \approx \frac{Q_i - Q_{i+1}}{t_{i+1} - t_i} \quad \text{e} \quad Q \approx \frac{Q_i + Q_{i+1}}{2} \quad (1.2)$$

e rappresentando le coppie $-dQ/dt - Q$ nel piano doppio-logaritmico, [Brutsaert et al., 1977] hanno ottenuto una stima per il parametro b che varia da 1 per il deflusso di base fino a 3 per il deflusso più rapido. Inoltre hanno suggerito di effettuare la regressione utilizzando un involucro inferiore dei dati, per escludere l'effetto del deflusso superficiale ed ipodermico caratterizzati da scale di risposta più rapide rispetto al deflusso sotterraneo.

Il metodo di [Brutsaert et al., 1977] è stato applicato più volte in studi successivi per:

- stimare i parametri del deflusso a scala di bacino in bacini naturali [Brutsaert et al., 1998; Mendoza et al., 2003; Parlange et al., 2001; Tague et al., 2004; Thompson et al., 2012; Troch et al., 1993; van de Giesen et al., 2005; Vogel et al., 1992; Zecharias et al., 1988a], in alcuni bacini influenzati dall'attività antropica [Rupp et al., 2004; Wang et al., 2010] e in casi di bacini sintetici [Szilagyi et al., 1998b];
- separare il deflusso di base applicando tale tecnica di separazione ai modelli idrologici a scala di bacino [Szilagyi et al., 1998a, 1999];
- stimare la dinamica dell'immagazzinamento d'acqua a scala di bacino a lungo termine [Brutsaert, 2008].

CAPITOLO 1. PREMESSA

Inoltre, l'approccio di [Brutsaert et al., 1977] è stato utilizzato nello sviluppo di approcci stocastici allo studio dei processi idrologici [Botter, 2010; Botter et al., 2007a,b, 2009] ed ha assunto un ruolo di rilievo anche negli studi relativi ai processi ecologici in ambienti fluviali e ai processi di trasporto nei corsi d'acqua [Botter et al., 2010; Ceola et al., 2010; Rinaldo et al., 2006].

Il metodo ha alcuni restrizioni, rilevate da [Rupp et al., 2006a,b], i quali hanno dimostrato che la discretizzazione nel tempo può influenzare la stima dei parametri di recessione. La loro proposta era di scegliere l'intervallo temporale in dipendenza della grandezza del valore $-dQ/dt$. Diversi studi hanno inoltre indicato che i processi a scala del bacino (l'evapotraspirazione, la vegetazione) possono alterare i risultati della stima di recessione [Kirchner, 2009; Palmroth et al., 2010; Shaw et al., 2012; Teuling et al., 2010; Wittenberg, 2003; Wittenberg et al., 1999].

[Kirchner, 2009] ha suggerito di utilizzare il metodo di [Brutsaert et al., 1977] per ricostruire le dinamiche che sottendono i processi di trasformazione afflussi-deflussi, tramite l'equazione di continuità. Tale approccio analizza contemporaneamente i dati ottenuti da un gran numero di eventi di recessione. Tuttavia, tale approccio non riconosce le inevitabili traslazioni nel piano $(Q, -dQ/dt)$ delle recessioni provenienti da eventi diversi, producendo una sottostima sistematica dell'esponente della curva di recessione.

Il lavoro di [Harman et al., 2009] dimostra che l'esponente $b = 1 \dots 3$ può essere ottenuto sulla base dell'idrogramma unitario istantaneo senza considerare nell'analisi l'idraulica sotterranea. [Clark et al., 2009] ha applicato il modello con la combinazione dei due serbatoi paralleli allo studio delle recessioni. In entrambi gli studi si dimostra la dipendenza dell'esponente delle curve di recessione b dalla scala spaziale dei processi: il caso $b = 1$ corrisponde alla scala di *hillslope* e i valori più grandi di b si osservano alle scale più grandi, legati a elevati gradi di eterogeneità.

Gli studi più recenti [Biswal et al., 2010, 2012; McMillan et al., 2011; Rupp et al., 2009; Shaw et al., 2012; Szilagyi et al., 2007] hanno posto l'accento sull'analisi degli eventi di recessione a scala stagionale o dell'evento individuale, legando gli spostamenti delle curve di recessione individuali con le proprietà del suolo (il contenuto d'acqua nel suolo al momento d'inizio dell'evento in

esame) e con l'evapotraspirazione nel periodo di recessione. [Krakauer et al., 2011] hanno studiato la variabilità delle scale temporali delle recessioni in correlazione con i fattori climatici e geomorfologici. Una delle osservazioni fatte nell'analisi delle recessioni a scala di un singolo evento è il fatto che l'esponente b può superare 3, il limite indicato da [Brutsaert et al., 1977].

1.2 Origini geomorfologiche delle curve di recessione

La relazione tra il deflusso osservato, la lunghezza della rete dei canali [Blyth et al., 1973] e la densità di drenaggio [Day, 1983; Gregory et al., 1968] è stata notata e studiata dagli anni '60. Tali studi hanno dimostrato che esiste una relazione del tipo *power law* tra la portata registrata alla sezione di chiusura Q e la densità di drenaggio del bacino D_d , non associando, però, la contrazione della rete con le proprietà delle curve di recessione.

Un passo ulteriore è stato fatto negli anni '80 da [Zecharias et al., 1988a,b], i quali hanno esaminato la dipendenza dei parametri delle curve di recessione del deflusso di base dalle caratteristiche geomorfologiche nei casi di bacini montani. I risultati ottenuti dimostrano che la scala temporale del deflusso di base è correlata in modo particolare alla pendenza media, alla densità di drenaggio, alla lunghezza totale dei canali permanenti e alla presenza dei macropori e dei percorsi preferenziali di drenaggio.

Un'idea innovativa è stata proposta da [Biswal et al., 2010], i quali hanno legato le proprietà delle recessioni individuali con la geometria, variabile nel tempo, della rete di drenaggio attiva. Gli studi svolti da [Biswal et al., 2010] hanno trovato continuazione in [Biswal et al., 2012, 2013; Mutzner et al., 2013]. In particolare, [Mutzner et al., 2013] studia le proprietà di recessione in relazione alle aree che contribuiscono direttamente alla rete dinamica, rilassando alcune delle ipotesi di [Biswal et al., 2010].

Si dà qui un breve resoconto della teoria che lega geomorfologia e risposta idrologica di recessione proposta da [Biswal et al., 2010], in quanto costituirà la base di molte delle analisi condotte nel seguito. [Biswal et al., 2010]

CAPITOLO 1. PREMESSA

introduce il concetto della rete di drenaggio dinamica (*Active Drainage Network, ADN*), mettendola in relazione con le proprietà di recessione a scala del bacino. ADN rappresenta la rete di tutti i canali in saturazione ad un tempo t nel bacino in esame. Con l'assunzione che l'idrogramma di recessione alla sezione di chiusura sia determinato dal drenaggio di un acquifero non confinato da parte della rete dei canali, la lunghezza di ADN è variabile nel tempo per effetto della desaturazione dei canali effimeri.

Il modello si basa sulle seguenti assunzioni:

- il processo di recessione dominato dal drenaggio dell'acquifero è caratterizzato da una scala temporale molto più grande rispetto ai tempi di propagazione dell'acqua nella rete e quindi può essere rappresentato come una sequenza di *stati stazionari*. La portata totale alla sezione di chiusura può essere espressa come

$$Q(t) = q \cdot G(l(t)) \quad (1.3)$$

dove q è il deflusso per unità di lunghezza di ADN, $G(l(t))$ è la lunghezza totale di ADN al tempo t e $l(t)$ è la distanza tra la posizione attuale delle origini di ADN e la loro posizione alla massima saturazione;

- la portata per unità di lunghezza di ADN, q , è costante nello spazio;
- la velocità di desaturazione della rete dinamica $c = \frac{dl}{dt}$ è costante nello spazio e nel tempo, implicando che la variazione della lunghezza di ADN nel tempo sia proporzionale al numero delle origini dei canali (*channel heads*).

Dall'equazione (1.3) può essere ricavata l'espressione per dQ/dt :

$$\frac{dQ(t)}{dt} = q \cdot \frac{dG(l(t))}{dt} + G(l(t)) \cdot \frac{dq}{dt} \quad (1.4)$$

La variazione di lunghezza di ADN può essere espressa in funzione del numero, $N(t)$, delle sorgenti nella attuale configurazione della ADN stessa:

$$\frac{dG(l(t))}{dt} = \frac{dG(t)}{dl} \cdot \frac{dl}{dt} = -N(l(t)) \cdot c \quad (1.5)$$

1.2. ORIGINI GEOMORFOLOGICHE DELLE CURVE DI RECESSIONE

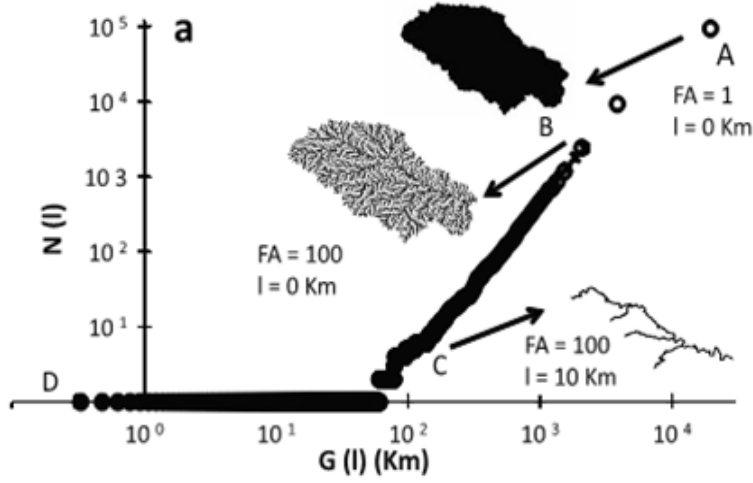


Figura 1.1: Rete di drenaggio dinamica e la curva di recessione geomorfologica [Biswal et al., 2010]

L'equazione (1.4) dimostra che la variazione della portata è determinata sia dalla riduzione della rete dinamica dG/dt , che può considerarsi prevalente nei bacini con le pendenze elevate (bacini montani), sia dal termine dq/dt , il quale dipende dall'esaurimento dell'acquifero ed è dominante nei bacini pianeggianti. Nel caso dei bacini montani, dove si possa assumere $G(l(t)) \cdot \frac{dq}{dt} \ll q \cdot \frac{dG(l(t))}{dt}$, il secondo termine nell'equazione (1.4) può essere omissso:

$$\frac{dQ}{dt} \approx -qc \cdot N(l(t)) \quad (1.6)$$

Le equazioni (1.3) e (1.6) definiscono il legame tra le proprietà geomorfologiche del bacino e le caratteristiche di recessione e, referendosi all'espressione (1.1), portano alla conclusione sulla relazione geomorfologica tra $N(l(t))$ e $G(l(t))$ (fig. 1.1):

$$N(l(t)) \propto G(l(t))^{b_g} \quad (1.7)$$

dove $b_g = b$. [Biswal et al., 2010] hanno mostrato per 67 bacini con diverse dimensioni, situati in diverse zone degli USA, relativamente poco influenzati dall'attività antropica, che $b_g \approx b$. La correlazione più forte si osserva nei bacini montani con le pendenze elevate.

Inoltre, studiando le recessioni dopo i singoli eventi, [Biswal et al., 2014]

CAPITOLO 1. PREMESSA

hanno suggerito che non esiste un'unica relazione tra $-dQ/dt$ e Q , a causa delle diverse condizioni di imbibizione del bacino prima della recessione e alla presenza di componenti di deflusso con diverse scale temporali (es. deflusso superficiale, deflusso ipodermico, deflusso sotterraneo). Hanno trovato che il coefficiente k in (1.1) è legato attraverso una legge di potenza con il valore della portata ipodermica all'inizio della recessione (rappresentativo dello stato di imbibizione del bacino):

$$k(Q_n) = k'_n Q_n^{-\lambda_n} \quad (1.8)$$

dove Q_n è il deflusso osservato dopo n giorni dal picco della portata, k'_n e λ_n sono costanti caratteristiche per il bacino in esame per ogni n . Le curve di recessione, elaborate in tal modo, collassano su un'unica curva di carattere «universale». Le osservazioni fatte sulla relazione tra k e Q_n sono seguenti:

- la correlazione tra $k(Q_n)$ e Q_n è più forte per i n più grandi;
- il coefficiente $k(Q_n)$ e l'esponente λ_n aumentano con aumentare n .

Gli studi di [Biswal et al., 2010, 2013] dimostrano inoltre che l'esponente della curva di recessione è correlato con l'esponente di Hack ed i parametri di Horton [Horton, 1945].

Negli studi recenti di [Mutzner et al., 2013], l'analisi delle curve di recessione geomorfologiche è stata effettuata basandosi sul concetto che la risposta nella fase di recessione sia determinata dal drenaggio dalle aree che contribuiscono direttamente alla rete (ADN):

$$Q(t) = \sum_{i \in \text{ADN}(t)} a_i q_i \sim q \sum_{i \in \text{ADN}(t)} a_i \propto \sum_{i \in \text{ADN}(t)} a_i = A_T(t) \quad (1.9)$$

dove a_i è l'area che contribuisce direttamente in ADN e q_i è la portata per pixel relative al sito i . Un'altra assunzione fatta da [Mutzner et al., 2013] è quella che la variazione di q è proporzionale alla variazione dell'area contribuyente

1.3. OBIETTIVI E STRUTTURA DELLA TESI

direttamente in ADN, o della densità di drenaggio locale:

$$\frac{dQ}{dt} \propto \frac{d}{dl} \left(\sum_{i \in ADN(t)} a_i \right) \frac{dl}{dt} \propto c \frac{d}{dl} \sum_{i \in ADN(t)} a_i = c \frac{dA_T}{dl} \quad (1.10)$$

dove c è la celerità di desaturazione della rete di drenaggio, assunta costante nel tempo e nello spazio.

La variazione delle aree contribuenti all'ADN è proporzionale alle aree che drenano direttamente nelle sorgenti della ADN al tempo t :

$$\frac{dA_T}{dl} \propto A_N(l(t)) \quad (1.11)$$

Dalle equazioni (1.8) - (1.11) si ottiene una formulazione delle curve di recessione geomorfologiche, simile a quella di (1.7):

$$A_N \propto A_T^{b_a} \quad (1.12)$$

con $b_a \approx b$.

L'approccio proposto da [Mutzner et al., 2013] permette di rilassare l'assunzione del metodo di [Biswal et al., 2010] relativa alla densità di drenaggio e dà risultati simili a quelli ottenuti con il metodo originale nel caso in cui la densità di drenaggio sia approssimativamente uniforme nello spazio. Nel caso di bacini con densità di drenaggio locale non uniforme, il metodo di analisi basato sul concetto delle aree contribuenti variabili nel tempo, migliora l'accordo con i dati sperimentali, riducendo l'errore medio $b - b_a$.

1.3 Obiettivi e struttura della tesi

Il presente lavoro è dedicato allo studio della risposta idrologica nella fase di recessione a scala di bacino per mezzo di strumenti modellistici, con l'obiettivo di riprodurre la dinamica delle reti di drenaggio e delle aree contribuenti, di comprendere i processi fisici che rivestono un ruolo importante nella risposta idrologica e di verificare le assunzioni e le ipotesi poste dagli

CAPITOLO 1. PREMESSA

studi precedenti, relativi alla portata per unità di lunghezza della rete di drenaggio e alla celerità della sua desaturazione.

La tesi è strutturata nel seguente modo:

Capitolo 2 è dedicato all'analisi delle recessioni dopo gli eventi di precipitazione individuali, eseguito seguendo l'approccio di [Brutsaert et al., 1977] applicato ad un bacino naturale e allo studio della dipendenza dei parametri delle curve di recessione dall'eterogeneità delle precipitazioni.

Capitolo 3 riporta le basi teoriche e la formulazione del modello idrologico CATchment HYdrology, utilizzato nelle sperimentazioni numeriche, descrivendo anche le modifiche fatte al fine di ottenere i dati relativi alle reti dinamiche.

Capitolo 4 descrive gli esperimenti numerici effettuati con il modello CATHY, applicato a un bacino sintetico, con lo scopo di riprodurre il caso dell'acquifero non confinato descritto da [Brutsaert et al., 1977] e [Biswal et al., 2010], e di verificare i processi che hanno luogo nelle zone sature durante la fase di recessione.

Capitolo 5 descrive le sperimentazioni numeriche, la calibrazione e la validazione del modello e i risultati delle simulazioni di alcune recessioni osservate nel caso di un bacino naturale (torrente Vermigliana).

Capitolo 6 contiene alcune considerazioni riassuntive, le conclusioni e i possibili sviluppi futuri.

Capitolo 2

Proprietà degli idrogrammi di recessione: analisi di un caso reale

L'analisi delle curve di recessione è spesso usata per studiare le proprietà dei bacini naturali. Il presente Capitolo è dedicato all'analisi delle caratteristiche degli idrogrammi di recessione osservate nel bacino montano del torrente Fersina.

2.1 Descrizione del sito

Il bacino del torrente Fersina è situato nella Provincia Autonoma di Trento e si estende per circa 170 km^2 . Il torrente Fersina prende origine dal lago di Erdemolo, percorre la Val dei Mocheni e sfocia nell'Adige presso Trento. L'asta principale ha la lunghezza di circa 30 km e pendenza media di circa il 6.1%. Le quote sono comprese tra circa 2430 m e 190 m (fig. 2.1). Gli affluenti principali del torrente Fersina sono Rio del Molino, Rio Rigolor, Rio Salé in sinistra e Rio Negro, Rio Farinella e torrente Silla in destra.

Nel bacino del Fersina sono presenti 12 laghi con una superficie totale pari a 1 km^2 . Due di tali laghi, il Lago delle Piazze e il Lago di Serraia, sono regolati.

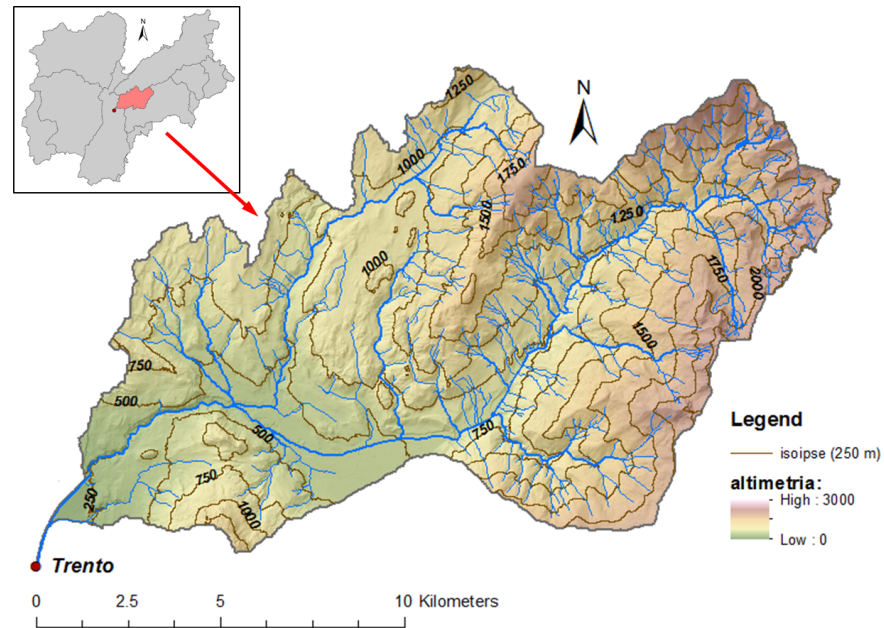


Figura 2.1: DTM del bacino di Fersina

Inquadramento geologico ed idrogeologico

Il bacino di Fersina è situato nella zona di Sudalpino ed è costituito da una notevole varietà litologica. Le unità litologiche prevalenti sono di origine vulcanica (rioliti, daciti e riodaciti, andesiti) e possono essere caratterizzate da un'intensa fratturazione verticale con pareti verticali e morfologie tabulari [PGUAP 2006]. Nella parte sud-orientale del bacino sono presenti le rocce metamorfiche a teitura scistosa (micascisti e filladi, paragneiss) e massicia (porfiroidi). Le rocce sedimentarie calcaree e calcareo-marnose affiorano prevalentemente nella zona occidentale del bacino, nei pressi di Trento. I depositi alluvionali e glaciali sono ubicati sul fondovalle delle vallate principali. La mappa delle categorie litologiche suddivise secondo la genesi delle rocce è rappresentata in fig. 2.2.

Il bacino del Fersina, composto da formazioni prevalentemente di origine metamorfica e vulcanica, si distingue per la presenza di un substrato roccioso recante settori molto fratturati o superficialmente alterati. Tali caratteristiche fanno sì che la circolazione sia di carattere prevalentemente ipodermico e

2.1. DESCRIZIONE DEL SITO

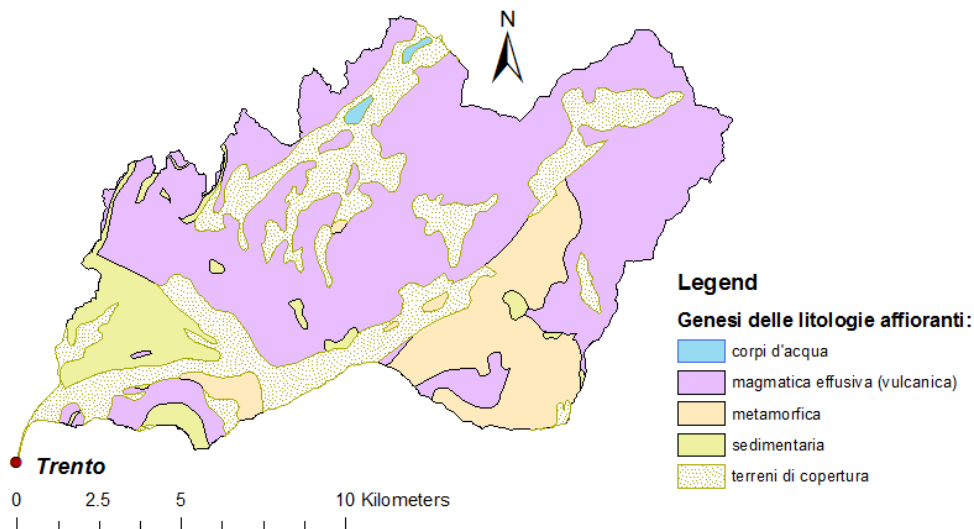


Figura 2.2: Genesi delle litologie presenti nel bacino di Fersina [PGUAP 2006]

interessare solo le coperture quaternarie detritiche e alluvionali, costituite da materiale medio-grossolano con una permeabilità primaria medio alta (fig. 2.3).

La parte medio alta della valle, nella zona compresa tra Pergine Valsugana e Civezzano, è parzialmente riempita da depositi fluvio-glaciali, generalmente grossolani, con potenza superiore a 100 m, che contengono un sistema multifalda con acquiferi anche in pressione. Lateralmente sono presenti delle conoidi, le quali contribuiscono in maniera significativa all'alimentazione della falda principale di fondovalle.

Nella parte inferiore della valle, presso la località di Cantanghel, il torrente Fersina scorre in una stretta forra, parzialmente riempita da sedimenti che contengono un importante acquifero di subalveo.

Uso del suolo

L'uso del suolo nel bacino di Fersina, come in generale nel bacino dell'Adige, riflette la morfologia prevalentemente montuosa [Corine Land Cover 2006; Piano di gestione 2010]. Circa il 57% della superficie è occupata da

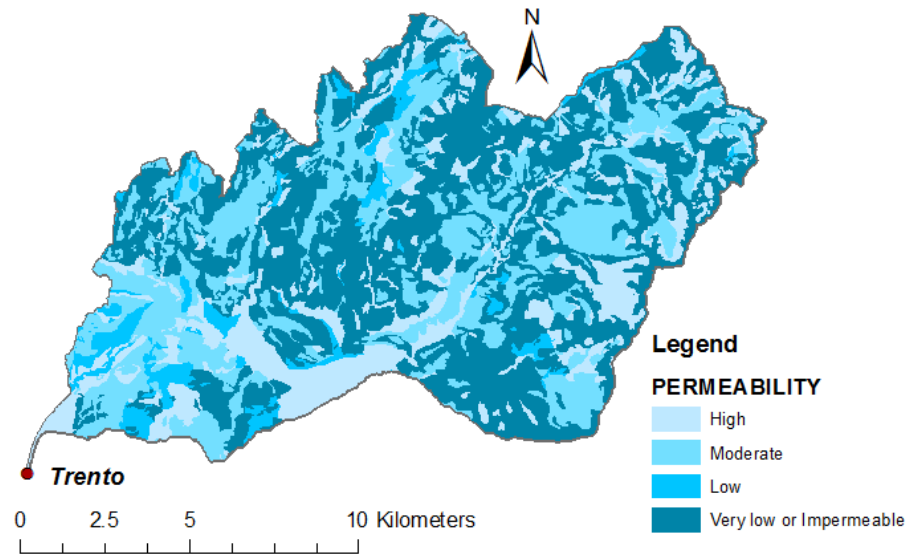


Figura 2.3: Mappa di permeabilità nel bacino di Fersina [PGUAP 2006]

foreste, costituite prevalentemente da conifere. Ad alta quota, nella zona orientale del bacino, sono presenti aree denudate con roccia affiorante (ca. 3.0% della superficie). Sulla restante parte prevalgono le zone agricole, le quali occupano il 25% circa del territorio. Le aree antropizzate relative ai centri abitati di Trento, Pergine Valsugana, Civezzano e Baselga di Piné, costituiscono circa il 7% del territorio del bacino. La mappa dell'uso dei suoli è rappresentata in fig. 2.4.

Caratteri climatici e idrologici

Le condizioni climatiche generali nel bacino del torrente Fersina sono caratterizzate da clima continentale alpino e sono influenzate dai fattori locali, tra i quali la posizione del bacino in una vallata interna, l'esposizione, l'orografia, l'altitudine.

La maggior parte del bacino presenta una temperatura media annua intorno a 10 – 13°C e una piovosità media di circa 900 – 1000 mm, distribuita su due massimi (in primavera - inizio estate e in autunno) un minimo in inverno e un altro, meno spiccato, in estate. Le zone con quote superiori a

2.1. DESCRIZIONE DEL SITO

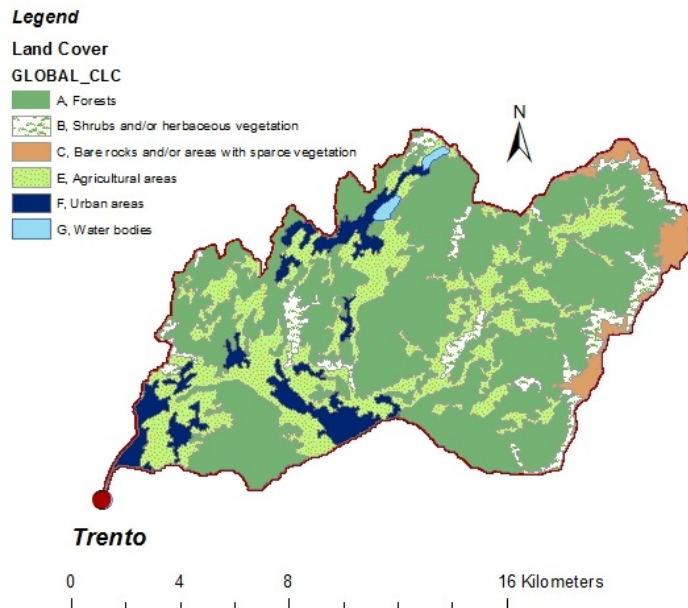


Figura 2.4: Mappa dell'uso del suolo nel bacino di Fersina [*Corine Land Cover 2006*]

1000 m s.l.m. presentano un clima più continentale, con temperature medie annue pari o inferiori a $8 - 9^{\circ}\text{C}$, mentre le precipitazioni presentano un minimo invernale e un massimo relativo estivo. Le precipitazioni tendono ad aumentare con l'altitudine e ad alta quota superano i 1000 mm annui [Eccel et al., 2005].

I mesi più caldi sono luglio e agosto. I mesi più freddi sono invece gennaio e febbraio.

I dati climatici delle temperature e delle precipitazioni in una stazione situata nel bacino del Fersina, relativi al periodo 1981 – 2010, sono riportati in fig. 2.5.

Il torrente Fersina presenta un tipico regime torrentizio, con morbida primaverile e magra invernale. Il sistema idrografico del Fersina è sviluppato ed alimentato da numerose sorgenti. Il regime idrico è influenzato dalle opere di derivazione presenti nel bacino (Lago delle Piazze, Canezza). Il boxplot delle portate medie mensili è riportato in fig. 2.6.

CAPITOLO 2. PROPRIETÀ DEGLI IDROGRAMMI DI RECESSIONE

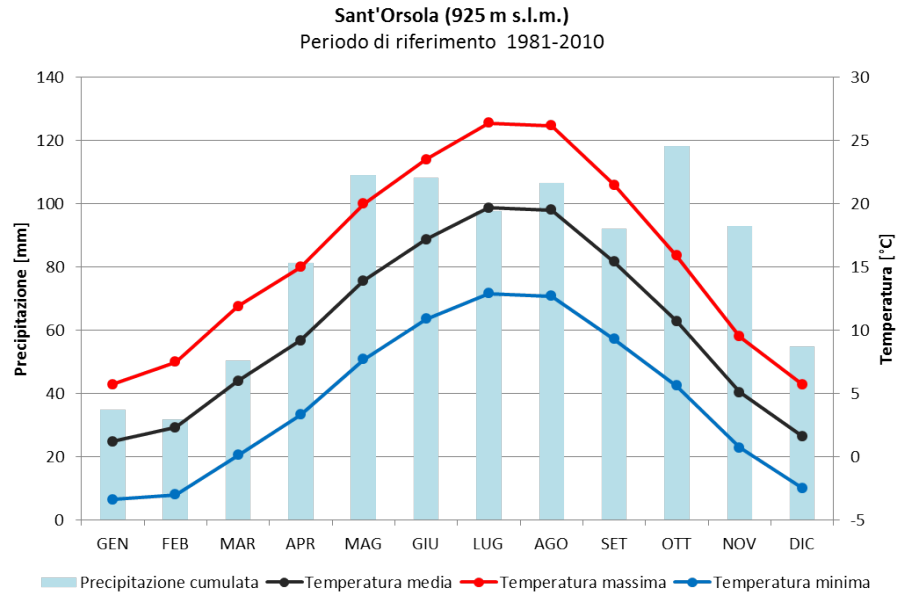


Figura 2.5: Precipitazione e temperatura medie mensili nel bacino del Fersina

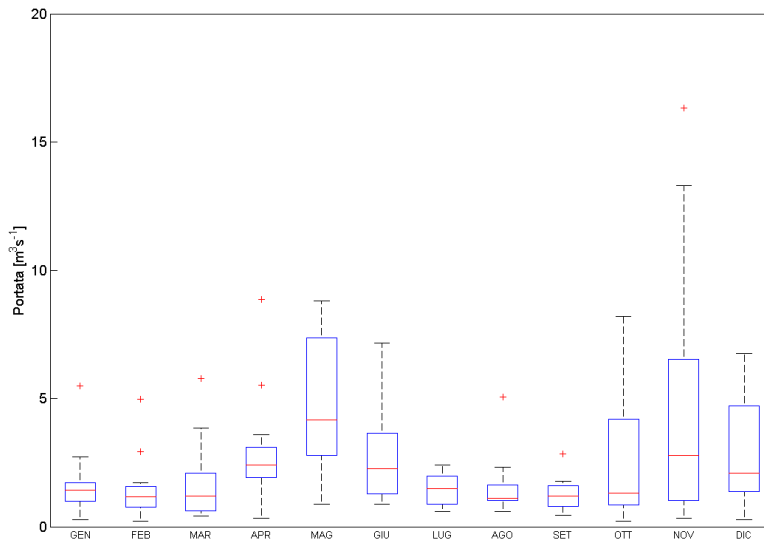


Figura 2.6: Portate medie mensili nel bacino di Fersina chiuso a Trento

2.2. ANALISI DELLE RECESSIONI

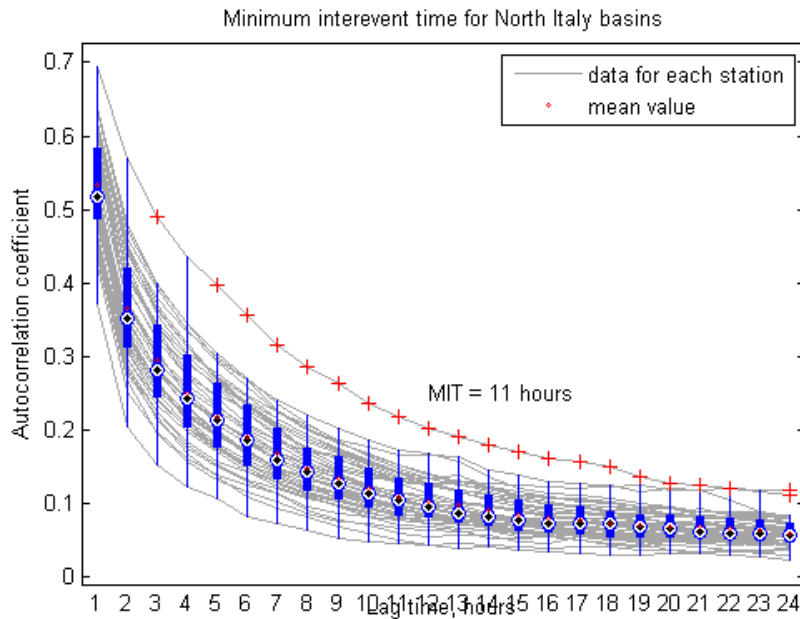


Figura 2.7: Intervallo minimo tra due eventi pioggia indipendenti consecutivi stimato per il bacino di Adige

2.2 Analisi delle recessioni

Al fine di studiare i processi che regolano la risposta idrologica durante la fase di recessione, l'analisi delle recessioni osservate nel bacino del Fersina sono state eseguite seguendo l'approccio di [Brutsaert et al., 1977] descritto nel Capitolo 1. I dati disponibili delle portate del Fersina a Trento, relativi al periodo 1994 – 2010, sono stati forniti dalla Provincia Autonoma di Trento. I dati sono stati riportati a scala giornaliera per essere usati nell'analisi. I valori di Q e $-dQ/dt$ sono stati definiti per tutto il periodo delle osservazioni utilizzando le formule (1.2) del Capitolo 1. Il valore di Δt è stato posto uguale ad 1 giorno. Per il periodo in esame sono stati ottenuti i dati delle precipitazioni a scala oraria [Meteo trentino]. L'intervallo minimo tra due eventi di precipitazione indipendenti consecutivi è stato stimato in 11 ore [Dunkerley, 2008] (fig. 2.7).

I periodi di recessione sono stati selezionati applicando i seguenti criteri:

Tabella 2.1: Statistiche delle curve di recessione

| Parametro | Media | Mediana | Deviazione standard |
|-----------|-------|---------|---------------------|
| b | 2.992 | 2.681 | 0.435 |
| k | 0.159 | 0.088 | 0.388 |

- al fine di evitare la presenza della neve nel bacino, sono stati considerati solo i periodi in cui la media mobile della temperatura calcolata con la finestra di 7 giorni superava i $3^{\circ}C$;
- al fine di selezionare le risposte agli eventi maggiori, sono state scelte solo le recessioni il cui picco di portata fosse superiore al valore medio della portata stessa;
- la durata minima di una recessione è stata posta uguale a 5 giorni;
- le precipitazioni durante i periodi di recessione dovevano essere assenti o, comunque, non superiori all'evapotraspirazione.

Per il periodo 1994 – 2010 sono stati selezionati 44 periodi di recessione (fig. 2.8), per i quali sono stati definiti i parametri b e k utilizzando il metodo dei minimi quadrati per interpolazione. Il parametro b rappresenta la pendenza della curva di recessione e l'altro parametro k [T^{-1}] caratterizza la scala temporale della recessione. Le statistiche dei parametri sono riportate in tabella 2.1. I valori dell'esponente b delle curve di recessione individuali variano nell'intervallo da 1 a 7, con media uguale a circa 3. La media di b delle singole recessioni è più grande del valore stimato per il dataset intero (1.2).

Definite le statistiche dell'intero dataset, i parametri sono stati raggruppati in dipendenza della stagione e sono state definite le statistiche relative ad ogni gruppo. Si può notare che i valori dei parametri variano in dipendenza della stagione (fig. 2.10 e 2.11). I valori medi b più alti si presentano più spesso nel periodo primaverile, diminuendo durante l'estate, e hanno un minimo in autunno. Si è successivamente studiata la correlazione dei pa-

2.2. ANALISI DELLE RECESSIONI

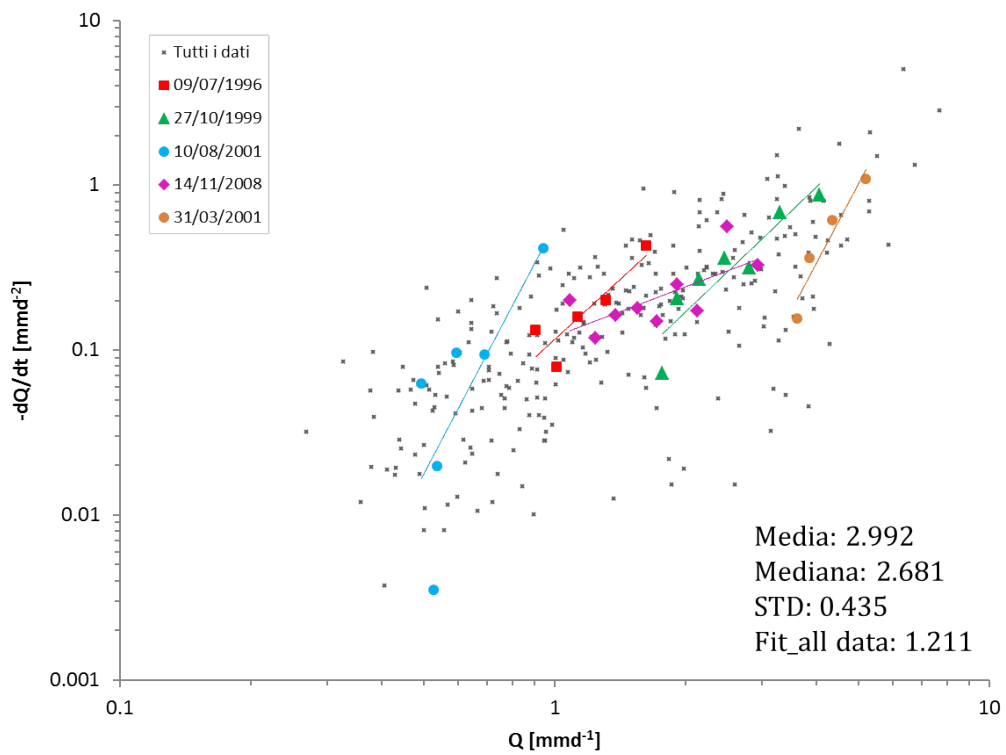
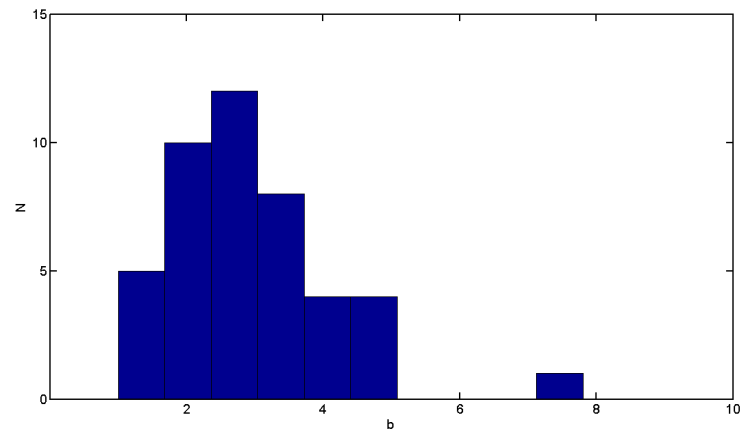
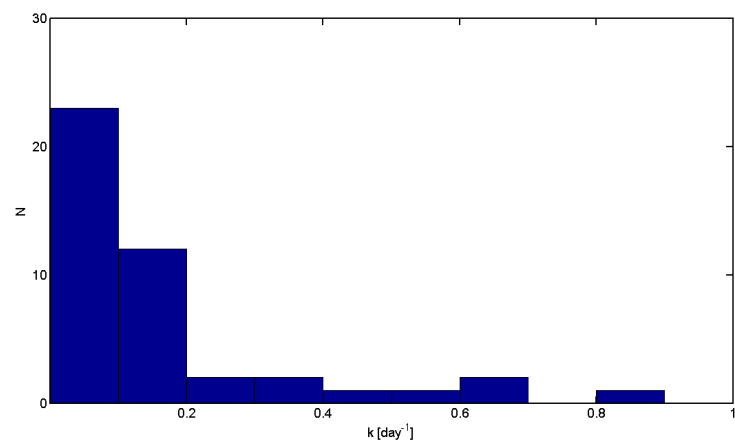


Figura 2.8: Curve di recessione osservate nel bacino fi Fersina

CAPITOLO 2. PROPRIETÀ DEGLI IDROGRAMMI DI RECESSIONE



(a)



(b)

Figura 2.9: Istogrammi dell'esponente delle curve di recessione 2.9a e della scala temporale caratteristica 2.9b

2.2. ANALISI DELLE RECESSIONI

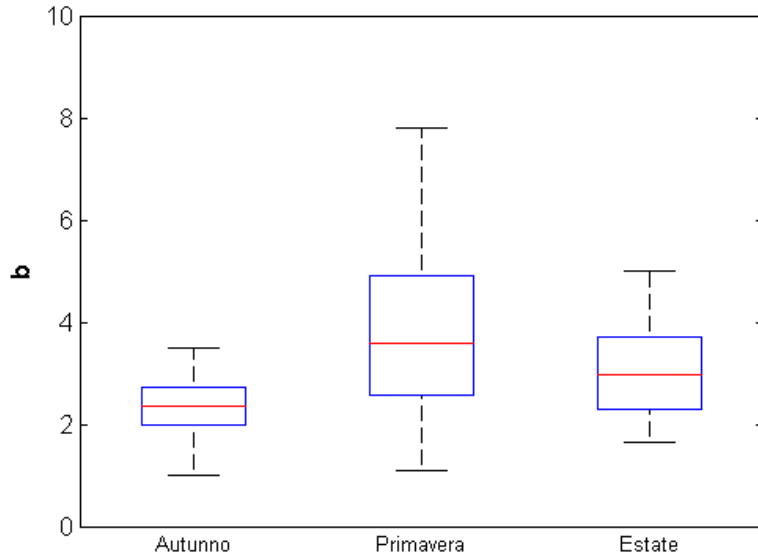


Figura 2.10: Distribuzione dell'esponente b delle curve di recessione per ogni stagione

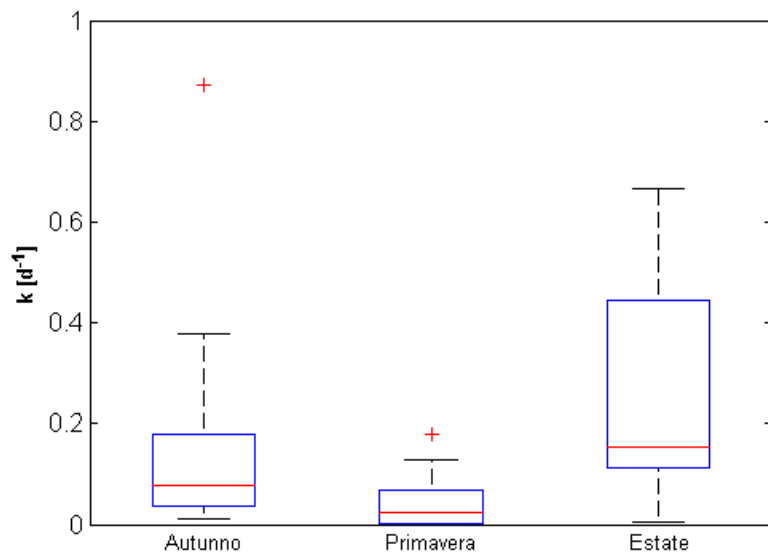


Figura 2.11: Distribuzione delle scale temporali k delle curve di recessione per ogni stagione

Tabella 2.2: Coefficienti di correlazione dei parametri delle recessioni con i diversi fattori

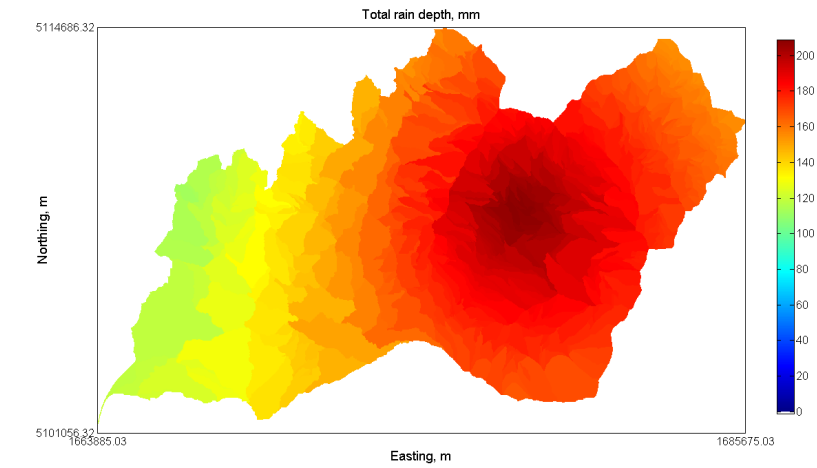
| Fattore | Coefficiente di correlazione | |
|--|------------------------------|---------|
| | b | k |
| Intervallo tra due eventi di pioggia consecutivi | -0.2575 | -0.0701 |
| Pioggia cumulata | -0.1670 | -0.0939 |
| Intensità massima di pioggia | -0.0123 | 0.1780 |
| Intensità media di pioggia | -0.1398 | 0.1875 |
| Stagione | -0.4574 | 0.2009 |

rametri di recessione con i vari fattori che possono influenzare la risposta durante la recessione. Tra i fattori scelti vi sono il tempo di interarrivo tra due eventi consecutivi, la stagione (numero 1 corrisponde alla primavera, 2 all'estate e 3 all'autunno, le recessioni durante il periodo invernale non sono state selezionate), la precipitazione cumulata durante l'evento, l'intensità di pioggia massima e media durante l'evento. I coefficienti di correlazione sono riportati in tabella 2.2. Infine, è stata effettuata un'interpolazione spaziale delle piogge durante gli eventi precedenti alle recessioni. La distribuzione spaziale e temporale è un fattore importante nella formazione della risposta idrologica [Botter, 2010]. Al fine di stimare la dipendenza della risposta del bacino durante la recessione dalla distribuzione spaziale, le precipitazioni sono state interpolate usando il metodo del kriging (si veda la Sezione A.1). I pattern della distribuzione spaziale della pioggia cumulata sono stati confrontati con i parametri delle recessioni. Due pattern della distribuzione spaziale della pioggia cumulata e dell'intensità massima di pioggia durante l'evento sono rappresentati in fig. 2.12 e 2.13.

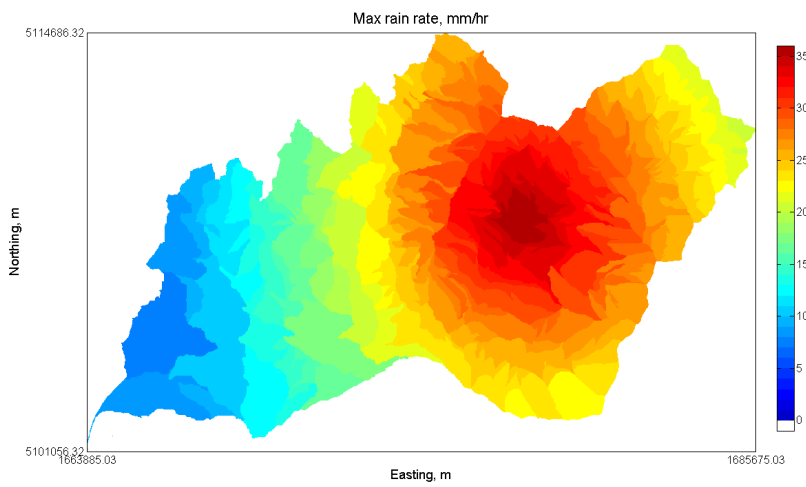
2.3 Discussione e conclusioni

L'analisi delle recessioni osservate nel bacino del torrente Fersina ha dimostrato che il valore medio del parametro b è più alto del parametro ottenuto

2.3. DISCUSSIONE E CONCLUSIONI



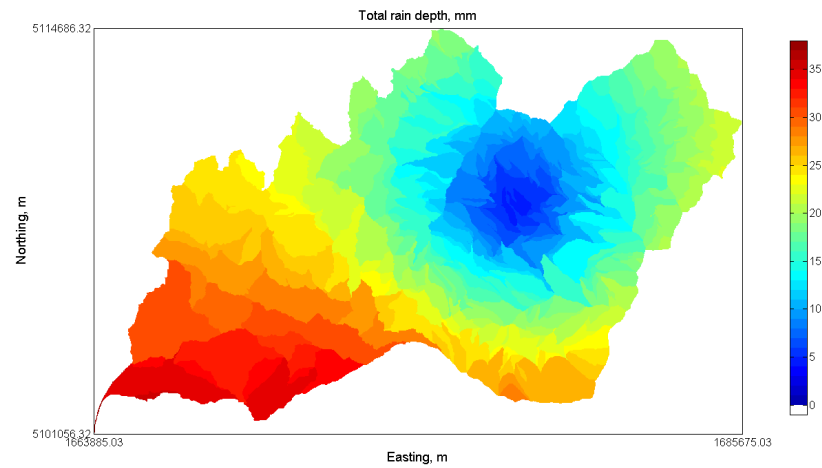
(a)



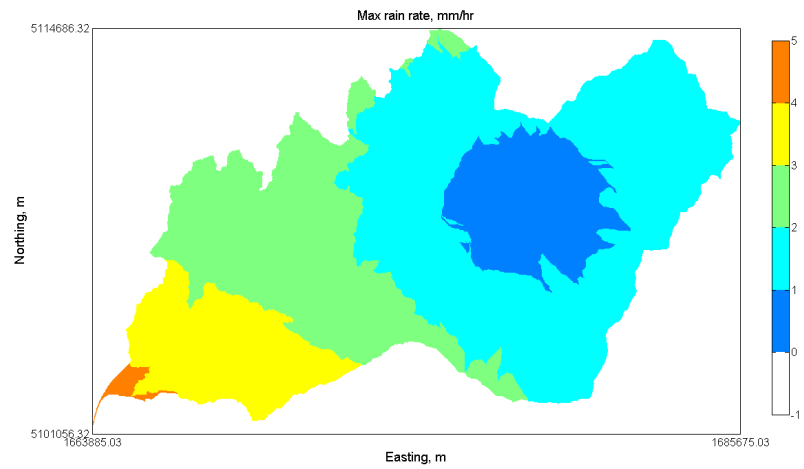
(b)

Figura 2.12: Distribuzione spaziale della pioggia cumulata 2.12a e dell'intensità massima della pioggia 2.12b. L'esponente della curva di recessione individuale osservata è uguale a 3.6257.

CAPITOLO 2. PROPRIETÀ DEGLI IDROGRAMMI DI RECESSIONE



(a)



(b)

Figura 2.13: Distribuzione spaziale della pioggia cumulata 2.13a e dell'intensità massima della pioggia 2.13b. L'esponente della curva di recessione individuale osservata è uguale a 1.001.

2.3. DISCUSSIONE E CONCLUSIONI

con il fitting di tutti i dati osservati come è stato notato in precedenza [Biswal et al., 2010].

L'esponente b è negativamente correlato con la stagione, probabilmente, a causa della distribuzione delle precipitazioni e dell'evapotraspirazione nell'arco dell'anno. Vi è inoltre una correlazione negativa tra la durata del tempo di interarrivo tra due eventi di pioggia consecutivi, ed è legata allo stato della saturazione del suolo e alla capacità di infiltrare l'acqua durante l'evento. In tale modo la proporzione tra le componenti del deflusso varia, e come conseguenza, varia la risposta del bacino. La correlazione più debole esiste tra b e i due fattori relativi alla pioggia (pioggia cumulata e l'intensità media di pioggia), i quali possono essere responsabili di generazione di deflusso superficiale.

La scala temporale di recessione è correlata alla stagione e all'intensità di pioggia durante l'evento, da cui dipende la generazione del deflusso rapido (deflusso superficiale Hortoniano, deflusso ipodermico). I coefficienti di correlazione, però, sono relativamente bassi.

Lo studio della relazione tra la distribuzione spaziale della precipitazione e la risposta di recessione ha rivelato che alla variazione di b più notevole corrisponde la distribuzione meno uniforme delle precipitazioni cumulate e dell'intensità massima di pioggia nello spazio. Inoltre, si è notato che le risposte più rapide ($b > 3$), con i picchi di portata più alti seguivano eventi con i massimi delle piogge cumulate e dell'intensità di pioggia spostati verso la parte montana del bacino. Invece, la risposta più lenta è osservata in corrispondenza di piogge più uniformemente distribuite nel bacino o nei casi con i massimi spostati verso la parte valliva del bacino. Tale fatto può dimostrare che i processi che determinano la risposta idrologica, sono diversi alle zone con la morfologia diversa. La densità di drenaggio locale più alta, la bassa profondità del suolo e le pendenze della zona montana contribuiscono alla formazione della risposta più veloce.

Le analisi svolte mostrano come i processi che determinano la risposta idrologica di recessione dipendano, in modo non ovvio, da un insieme di variabili spazialmente distribuite. Per eseguire 'esperimenti' nei quali tali processi possono essere studiati in condizioni controllate e lo stato di un

CAPITOLO 2. PROPRIETÀ DEGLI IDROGRAMMI DI RECESSIONE

bacino può essere ‘monitorato’ in modo accurato nello spazio e nel tempo, diviene fondamentale utilizzare un modello idrologico di dettaglio dei flussi superficiali e sub-superficiali. A questo scopo, nel seguito della tesi si utilizzerà il modello Cathy, che permette di seguire nel dettaglio l’evoluzione temporale dello stato del sistema. Di tale argomento tratteranno i Capitoli successivi.

Capitolo 3

Il modello CATchment HYdrology (CATHY)

CATHY è un modello idrologico distribuito che accoppia un modulo agli elementi finiti per la soluzione numerica dell'equazione di Richards tridimensionale, che descrive il flusso nei mezzi porosi parzialmente saturi, e un modulo alle differenze finite per la soluzione dell'equazione dell'onda diffusiva monodimensionale per la simulazione della propagazione del deflusso superficiale lungo una rete di versanti e canali determinata a partire dalla topografia del terreno e dalla geometria idraulica [Camporese et al., 2010]. Lo schema di accoppiamento tra le due equazioni sfrutta un metodo di “time-splitting” che combina una discretizzazione temporale esplicita per il modulo superficiale con una discretizzazione temporale implicita per il modulo sotterraneo. Talchè il modulo superficiale calcola le altezze idrometriche sulla rete di canale e di versante al passo temporale utile per il loro utilizzo da parte del modulo sotterraneo.

Il modello matematico può essere descritto con un sistema di equazioni alle derivate parziali:

$$S_w S_s \frac{\partial \psi}{\partial t} + \phi \frac{\partial S_w}{\partial t} = \nabla \cdot [K_s K_r (\nabla \psi + \eta_z)] + q_{ss} \quad (3.1)$$

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + c_k \frac{\partial Q}{\partial s} = D_h \frac{\partial^2 Q}{\partial s^2} + c_k q_s \quad (3.2)$$

CAPITOLO 3. IL MODELLO CATCHMENT HYDROLOGY (CATHY)

dove (equazione 3.1) $S_w(\psi) = \frac{\theta(\psi)}{\theta_s}$ è la saturazione, $\theta(\psi)$ è il contenuto d'acqua volumetrico (adimensionale), θ_s è il contenuto d'acqua a saturazione (generalmente uguale alla porosità ϕ), S_s rappresenta il coefficiente di immagazzinamento specifico dell'acquifero [L^{-1}], ψ è il carico piezometrico ($= p/\rho_w g$) [L], t è il tempo [T], ∇ è l'operatore di gradiente [L^{-1}], K_s rappresenta il tensore di conducibilità idraulica del terreno saturo [L/T], $K_r(S_w)$ rappresenta la funzione di conducibilità idraulica relativa (adimensionale, e variabile nell'intervallo $(0, 1]$), $\eta_z = (0, 0, 1,)^\top$, z è la coordinata verticale diretta verso l'alto [L], e q_{ss} è il termine di sorgente e include gli scambi di accoppiamento verso il modulo superficiale [L^3/L^3T]

Nell'equazione (3.2) s [L] viene usata per descrivere ogni elemento della rete dei canali nel sistema monodimensionale, Q è la portata lungo una generica sezione di canale [L^3/T], c_k è la celerità di propagazione dell'onda cinematica [L/T], D_h rappresenta la diffusività idraulica [L^2/T], e q_s è il termine di scambio tra sotterraneo e superficiale e cioè il flusso d'acqua che exfiltra (o si infiltra se è negativo) dal sottosuolo in superficie [L^3/LT].

3.1 Soluzione del modulo di deflusso subsuperficiale

La dinamica del flusso dell'acqua nei terreni saturi/insaturi viene considerata in CATHY nel modulo FLOW3D che risolve l'equazione di Richards (3.1) tridimensionale [Paniconi et al., 1993, 1994]. Questa equazione è altamente nonlineare per la dipendenza del contenuto d'acqua da ψ e della conducibilità relativa dal contenuto d'acqua. La relazione tra la pressione e il contenuto d'acqua nel suolo è denominata *curva di ritenzione idraulica* o *curva caratteristica di risalita capillare*. Le funzioni di ritenzione idraulica e di conducibilità idraulica, dipendenti dal contenuto d'acqua, possono essere descritte attraverso diverse schematizzazioni (es. [Brooks et al., 1964; van Genuchten et al., 1985]).

Il modello CATHY consente di utilizzare le seguenti tipologie di curve di risalita capillare:

3.1. SOLUZIONE DEL MODULO DI DEFLUSSO SUBSUPERFICIALE

- **curve di van Genuchten**

Le equazioni caratteristiche introdotte da [van Genuchten et al., 1985] possono essere rappresentate come

$$\begin{aligned}\theta(\psi) &= \theta_r + (\theta_s - \theta_r) [1 + \beta]^{-m}, & \psi < 0 \\ \theta(\psi) &= \theta_s, & \psi \geq 0\end{aligned}\quad (3.3)$$

$$\begin{aligned}K_r(\psi) &= (1 + \beta)^{-\frac{5m}{2}} [(1 + \beta)^m - \beta^m]^2, & \psi < 0 \\ K_r(\psi) &= 1, & \psi \geq 0\end{aligned}\quad (3.4)$$

dove θ e θ_r hanno lo stesso significato che in (??); $\beta = \left(\frac{\psi}{\psi_s}\right)^n$, ψ_s rappresenta la pressione capillare; n è una costante empirica variabile tra 1.25 e 6; e $m = 1 - \frac{1}{n}$. Il coefficiente globale di immagazzinamento è dato da:

$$\sigma = S_w S_s + \phi \frac{dS_w}{d\psi} \quad (3.5)$$

dove $S_w = \frac{\theta}{\theta_s}$ è la saturazione e S_s è il coefficiente di immagazzinamento elastico.

- **curve di van Genuchten estese**

Questa è la versione di [van Genuchten et al., 1985] modificata da [Paniconi et al., 1991]:

$$\begin{aligned}\theta(\psi) &= \theta_r + (\theta_s - \theta_r) [1 + \beta]^{-m}, & \psi < \psi_0 \\ \theta(\psi) &= \theta_r + (\theta_s - \theta_r) [1 + \beta_0]^{-m} + S_s(\psi - \psi_0), & \psi \geq \psi_0\end{aligned}\quad (3.6)$$

dove ψ_0 è il parametro di continuità e $\beta_0 \equiv \beta(\psi_0) = \left(\frac{\psi_0}{\psi_s}\right)^n$. Il coefficiente di immagazzinamento globale corrispondente a (3.6) è

$$\sigma = \frac{d\theta}{d\psi} \quad (3.7)$$

- **curve di Huyakorn**

Le equazioni caratteristiche proposte da [Huyakorn et al., 1984] descri-

CAPITOLO 3. IL MODELLO CATCHMENT HYDROLOGY (CATHY)

vono la saturazione S_w in termini di saturazione effettiva S_e :

$$S_w(\psi) = (1 - S_{wr})S_e(\psi) + S_{wr}$$

dove $S_{wr} = \frac{\theta_r}{\phi}$ è la saturazione residua. Le relazioni di Huyakorn sono le seguenti:

$$\begin{aligned} S_e(\psi) &= [1 + \alpha^\beta(\psi_a - \psi)^\beta]^{-\gamma}, & \psi < \psi_a \\ S_e(\psi) &= 1, & \psi \geq \psi_a \end{aligned} \quad (3.8)$$

$$K_r(\psi) = K_r(S_e(\psi)) = S_e^n \quad (3.9)$$

dove ψ_a è il carico di pressione d'aria; α , β , γ e n sono le costanti. Il coefficiente di immagazzinamento è dato da (3.5).

- **curve di Brooks-Corey**

Le equazioni proposte da [Brooks et al., 1964] sono le seguenti:

$$\begin{aligned} \theta(\psi) &= \theta_r + (\theta_s - \theta_r) \left(\frac{\psi_s}{\psi} \right)^{-\beta}, & \psi < \psi_s \\ \theta(\psi) &= \theta_s, & \psi \geq \psi_s \end{aligned} \quad (3.10)$$

$$\begin{aligned} K_r(\psi) &= \left(\frac{\psi_s}{\psi} \right)^{2+3\beta}, & \psi < \psi_s \\ K_r(\psi) &= 1, & \psi \geq \psi_s \end{aligned} \quad (3.11)$$

dove β è il parametro caratteristico della curva. Il coefficiente di immagazzinamento globale è dato da (3.5).

Discretizzazione agli elementi finiti

Per la soluzione numerica dell'equazione di Richards si usa la tecnica degli elementi finiti nella formulazione di Galerkin con gli elementi tetraedrici a funzioni di base lineari per la discretizzazione in spazio e il metodo di Eulero implicito per la discretizzazione in tempo. Secondo la tecnica degli elementi finiti, un dato dominio spaziale Ω viene discretizzato in un insieme di E tetraedri e N nodi. La soluzione esatta ψ si approssima tramite funzioni di

3.1. SOLUZIONE DEL MODULO DI DEFLUSSO SUBSUPERFICIALE

base lineari w_i :

$$\psi \approx \hat{\psi} = \sum_{i=1}^N \hat{\psi}_i(t) w_i(\mathbf{x}) \quad (3.12)$$

Sostituendo l'equazione (3.12) nell'equazione di Richards (3.1), scritta in termini di pressioni, otteniamo il residuo:

$$L(\psi) = \nabla [K_s K_r (\nabla \psi + \eta_z)] - \sigma(\psi) \frac{\partial \psi}{\partial t} + q = 0 \quad (3.13)$$

Le equazioni di Galerkin si ottengono imponendo l'ortogonalità del residuo alle N funzioni di base w_i :

$$\int_{\Omega} L(\hat{\psi}) w_i(\mathbf{x}) d\Omega = 0, \quad i = 1, 2, \dots, N \quad (3.14)$$

L'assunzione fatta per le equazioni di Galerkin è che le componenti principali di anisotropia idraulica siano parallele agli assi coordinati in modo tale da rendere diagonale il tensore di conducibilità satura. Espandendo la (3.14) e applicando il lemma di Green alle derivate spaziali, si ottiene per $i = 1, 2, \dots, N$:

$$\begin{aligned} & - \int_{\Omega} K_r \left[K_s (\nabla \hat{\psi} + \eta_z) \cdot \nabla w_i \right] d\Omega + \int_{\Gamma} K_r \left[K_s (\nabla \hat{\psi} + \eta_z) \cdot \mathbf{n} \right] w_i d\Gamma - \\ & - \int_{\Omega} \sigma \frac{\partial \hat{\psi}}{\partial t} w_i d\Omega + \int_{\Omega} q w_i d\Omega = 0 \end{aligned} \quad (3.15)$$

Le condizioni iniziali e al contorno di Dirichlet e di Neumann che vengono imposte alla (3.15) sono seguenti:

$$\psi(\mathbf{x}, 0) = \psi_0(\mathbf{x}) \quad (3.16)$$

$$\psi(\mathbf{x}, t) = \psi_p(\mathbf{x}, t) \quad \text{su } \Gamma_1 \quad (3.17)$$

$$\mathbf{v} \cdot \mathbf{n} = -q_n(\mathbf{x}, t) \quad \text{su } \Gamma_2 \quad (3.18)$$

dove $\mathbf{x} = (x, y, z)^T$ è il vettore delle coordinate spaziali, ψ_0 rappresenta il carico di pressione al momento iniziale ($t = 0$), ψ_p è il carico di pressione

CAPITOLO 3. IL MODELLO CATCHMENT HYDROLOGY (CATHY)

imposto nel contorno di Dirichlet Γ_1 , \mathbf{n} è la normale esterna al contorno e q_n è il flusso attraverso il contorno di Neumann Γ_2 .

Sostituendo l'espressione di $\hat{\psi}$ data da (3.12), cambiando il segno e imponendo le condizioni al contorno date da (3.16) - (3.18) si ottiene il seguente sistema delle equazioni differenziali ordinarie (scritte in forma matriciale) [Huyakorn et al., 1983]:

$$H(\hat{\Psi})\hat{\Psi} + P(\hat{\Psi})\frac{d\hat{\Psi}}{dt} + \mathbf{q}^*(\hat{\Psi}) = 0 \quad (3.19)$$

dove $H = \{h_{ij}\}$ rappresenta la matrice di rigidezza, $P = \{p_{ij}\}$ rappresenta la matrice di capacità (detta anche delle masse) del flusso, $\mathbf{q}^* = \{q_i^*\}$ è il vettore che contiene le condizioni al contorno di Dirichlet e di Neumann, i termini di sorgente e il termine gravitazionale. Gli elementi h_{ij} , p_{ij} e q_i^* vengono definiti nel modo seguente:

$$\begin{aligned} h_{ij} &= \sum_{e=1}^E \int_{V^e} K_r^e (K_s^e \nabla w_j^e \cdot \nabla w_i^e) dV \\ p_{ij} &= \sum_{e=1}^E \int_{V^e} \sigma^e w_j^e w_i^e dV \\ q_i^* &= \sum_{e=1}^E \left[\int_{V^e} K_r^e K_{sz}^e \frac{\partial w_i^e}{\partial z} dV - \int_{V^e} q^e w_i^e dV - \int_{\Gamma_2^e} q_n^e w_i^e d\Gamma \right] \end{aligned} \quad (3.20)$$

dove K_{sz} è la componente lungo z del tensore di conducibilità idraulica.

I parametri del modello, variabili nello spazio, sono considerati costanti all'interno di ciascun tetraedro, mentre quelli che rappresentano la funzione di pressione, che vengono calcolati tramite i valori di ψ mediati su ciascun elemento, sono considerati costanti su di esso. Le condizioni al contorno di Dirichlet sono imposte sul sistema finale.

La funzione lineare di base w_i^e per un generico tetraedro e con i vertici i , j , k e m sono definiti come

$$w_i^e = \frac{1}{6V^e}(a_i + b_i x + c_i y + d_i z) \quad (3.21)$$

3.1. SOLUZIONE DEL MODULO DI DEFLUSSO SUBSUPERFICIALE

dove il volume dell'elemento è dato da:

$$V^e = \frac{1}{6} \begin{vmatrix} 1 & x_i & y_i & z_i \\ 1 & x_j & y_j & z_j \\ 1 & x_k & y_k & z_k \end{vmatrix}$$

e i coefficienti sono:

$$a_i = \begin{vmatrix} x_j & y_j & z_j \\ x_k & y_k & z_k \\ x_m & y_m & z_m \end{vmatrix}$$

$$b_i = - \begin{vmatrix} 1 & y_j & z_j \\ 1 & y_k & z_k \\ 1 & y_m & z_m \end{vmatrix}$$

$$c_i = \begin{vmatrix} 1 & x_j & z_j \\ 1 & x_k & z_k \\ 1 & x_m & z_m \end{vmatrix}$$

$$d_i = - \begin{vmatrix} 1 & x_j & y_j \\ 1 & x_k & y_k \\ 1 & x_m & y_m \end{vmatrix}$$

Gli elementi delle matrici specificati in (3.20) rappresentano i risultati dell'assemblaggio dei contributi locali, i quali sono dati da:

$$\begin{aligned} h_{ij}^e &= \int_{V^e} K_r^e (K_s^e \nabla w_j^e \cdot \nabla w_i^e) dV = \\ &= \int_{V^e} K_r^e \left(K_{sx}^e \frac{b_j}{6V^e} \frac{b_i}{6V^e} + K_{sy}^e \frac{c_j}{6V^e} \frac{c_i}{6V^e} + K_{sz}^e \frac{d_j}{6V^e} \frac{d_i}{6V^e} \right) dV = \\ &= \frac{K_r^e}{36 |V^e|} (K_{sx}^e b_j b_i + K_{sy}^e c_j c_i + K_{sz}^e d_j d_i) \end{aligned} \quad (3.22)$$

$$(3.23)$$

dove K_{sx}^e , K_{sy}^e e K_{sz}^e sono le componenti diagonali del tensore di conducibilità

CAPITOLO 3. IL MODELLO CATCHMENT HYDROLOGY (CATHY)

satura ed e indica l'elemento tetraedrico.

$$p_{ij}^e = \int_{V^e} \sigma^e w_j^e w_i^e dV = \sigma^e \frac{|V^e|}{20} \cdot \begin{cases} 2, & \text{se } i = j \\ 1, & \text{se } i \neq j \end{cases} \quad (3.24)$$

Il vettore \mathbf{q}^* si può rappresentare attraverso le sue componenti \mathbf{g}_z , \mathbf{b}_f e \mathbf{q}_f , dove il vettore di gravità \mathbf{g}_ℓ con $\ell = x, y, z$ risulta essere uguale a \mathbf{g}_z dato che le sue componenti in x e y sono nulle:

$$\mathbf{g}_z = \{g_{zi}\} = \sum_{e=1}^E G_i^e, \quad \mathbf{b}_f = \{b_{fi}\} = \sum_{e=1}^E F_i^e, \quad \mathbf{q}_f = \{q_{fi}\} = \sum_{e=1}^E L_i^e$$

Le componenti dei tre vettori sopra indicati sono dati da:

$$G_i^e = \int_{V^e} K_r^e K_{sz}^e \frac{\partial w_i^e}{\partial z} dV = \frac{|V^e|}{6V^e} K_r^e K_{sz}^e d_i \quad (3.25)$$

$$F_i^e = \int_{V^e} q^e w_i^e dV = q^e \frac{|V^e|}{4} \quad (3.26)$$

$$L_i^e = - \int_{\Gamma_2^e} q_n^e w_i^e d\Gamma = -q_n^e \frac{|\Delta^e|}{3} \quad (3.27)$$

dove $|\Delta^e|$ indica l'area della base triangolare del tetraedro su cui sono applicate le condizioni al contorno.

Il sistema (3.19) viene integrato nel tempo con uno schema alle differenze finite pesate:

$$\left(\nu H^{k+\nu} + \frac{P^{k+\nu}}{\Delta t_k} \right) \hat{\Psi}^{k+1} = \left(\frac{P^{k+\nu}}{\Delta t_k} - (1 - \nu) H^{k+\nu} \right) \hat{\Psi}^k - \mathbf{q}^{*k+\nu} \quad (3.28)$$

dove k e $k+1$ indicano i livelli temporali precedente e corrente, Δt_k è il passo di integrazione temporale e H , P , \mathbf{q}^* sono calcolati per il carico di pressione $\hat{\Psi}^{k+\nu} = \nu \hat{\Psi}^{k+1} + (1 - \nu) \hat{\Psi}^k$ con $0 \leq \nu \leq 1$. La stabilità di tale sistema è assicurata se $0.5 \leq \nu \leq 1$. Generalmente viene usato lo schema di Eulero implicito $\nu = 1$.

3.1. SOLUZIONE DEL MODULO DI DEFLUSSO SUBSUPERFICIALE

Il vettore di velocità di Darcy viene ricavato dall'equazione

$$\mathbf{v} = -K_s K_r (\nabla \psi + \eta_z)$$

come

$$\mathbf{v}_\ell^{k+1} = U_\ell \hat{\Psi}^{k+1} + \mathbf{g}_\ell^{k+1}, \quad \ell = x, y, z \quad (3.29)$$

dove \mathbf{v}_ℓ è il vettore che contiene per ciascun elemento la componente del vettore velocità lungo la direzione ℓ , U_ℓ è la matrice che discretizza la componente del gradiente presente in direzione ℓ , \mathbf{g}_ℓ contiene i termini di gravità dell'equazione.

Per linearizzare l'equazione (3.28) viene utilizzato lo schema di Picard o quello di Newton [Paniconi et al., 1994]. Nel caso dello schema di Picard, spesso preferito a quello di Newton dato che il passo di discretizzazione temporale è fortemente limitato dalla necessità di dover descrivere accuratamente la serie temporale delle precipitazioni, si ottiene:

$$\left(\nu H^{k+\nu, m} + \frac{1}{\Delta t_k} P^{k+\nu, m} \right) \mathbf{s}^m = -\mathbf{g} \left(\hat{\Psi}^{k+1, m} \right) \quad (3.30)$$

dove m è il livello corrente di iterazione con

$$\begin{aligned} \mathbf{s}^m &= \hat{\Psi}^{k+1, m+1} - \hat{\Psi}^{k+1, m} \\ \mathbf{g} \left(\hat{\Psi}^{k+1, m} \right) &= H^{k+\nu} \hat{\Psi}^{k+\nu} + \frac{1}{\Delta t_k} P^{k+\nu} \left(\hat{\Psi}^{k+1} - \hat{\Psi}^k \right) \end{aligned} \quad (3.31)$$

Convergenza dello schema iterativo viene raggiunta introducendo un parametro di rilassamento ω

$$\hat{\Psi}^{m+1} = \hat{\Psi}^m + \omega \mathbf{s}^m$$

L'equazione (3.30) viene risolta ad ogni iterazione con il metodo del gradiente coniugato preconditionato per i sistemi lineari sparsi [Paniconi et al., 2003b].

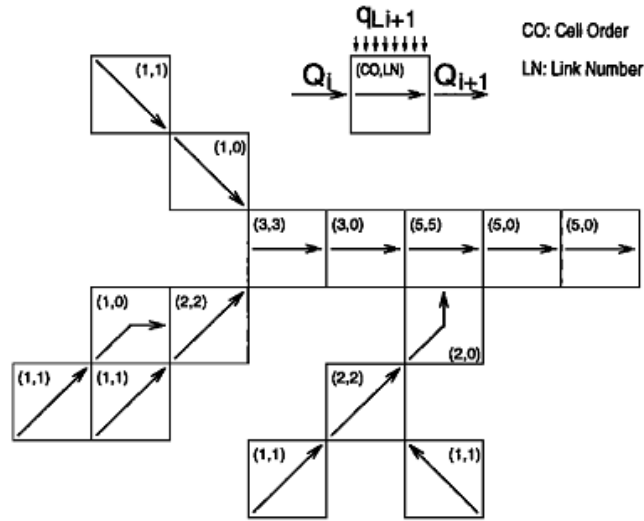


Figura 3.1: Sistema di ordinamento della rete di drenaggio basato su DTM [Orlandini et al., 1998]

3.2 Modellazione del deflusso superficiale

Il modulo superficiale SURF_ROUTE utilizza l'approssimazione dell'equazione di de Saint-Venant data da (3.2) [Orlandini et al., 1996, 1998] risolta con il metodo di Muskingum-Cunge applicato ad ogni singolo tratto di canale o di versante. Tale schema usa un sistema di coordinate monodimensionale definito sulla rete di drenaggio.

Si assume che il deflusso possa essere descritto considerando una rete di percorsi estratta dal DEM (Digital Elevation Model) del bacino idrografico e le variazioni di caratteristiche del flusso lungo tali percorsi in corrispondenza con la geometria idraulica introdotta da [Leopold et al., 1953]. L'organizzazione della composizione e della topografia della rete di drenaggio nelle singole celle è esemplificata in fig. 3.1. L'ordinamento è definito assegnando ad ogni cella del DEM due valori. Il primo è il numero di celle confinanti che drenano verso la cella considerata, e quindi con elevazione topografica maggiore. In questo schema le celle sorgenti, ossia quelle in cui non drena nessun'altra cella, sono contrassegnate convenzionalmente con il valore 1. Il secondo valore indica il numero di connessione che identifica la prima cella

3.2. MODELLAZIONE DEL DEFLUSSO SUPERFICIALE

di ogni tratto di canale. Nel sistema di drenaggio esso è uguale all'ordine della cella, per le celle iniziali delle sezioni, e zero per le altre celle del tratto [Orlandini et al., 1998].

Estrazione della rete di drenaggio

La rete di drenaggio viene estratta automaticamente dal DEM utilizzando i seguenti schemi: il classico schema D8 introdotto da [O'Callaghan et al., 1984], il metodo delle direzioni multiple D_∞ [Tarboton, 1997] o uno dei più recenti metodi non dispersivi D8-LTD e D8-LAD o dispersivi D_∞ -LTD e D_∞ -LAD [Orlandini et al., 2003, 2009] che possono essere usati in CATHY.

L'algoritmo di estrazione della rete di drenaggio richiede le seguenti operazioni preliminari:

- disposizione delle celle di DEM in ordine decrescente secondo la quota;
- la procedura di *depitting* che permette di alzare le quote delle celle che si trovano nelle zone piane o depresse, assicurando in tal modo i valori positivi di pendenza;
- ordinamento delle celle in ordine decrescente secondo le nuove quote.

Le direzioni del flusso vengono definite per ogni cella secondo lo schema riportato in fig. 3.2. Congiungendo il centro della cella processata con i centri delle otto celle confinanti, si ottengono otto elementi triangolari. I vertici dei triangoli sono caratterizzati dalla quota e_i , dove $i = 0$ per la cella centrale, $i = 1$ per una cella in direzione cardinale e $i = 2$ per una cella in direzione diagonale. La pendenza di un triangolo è definita dal vettore (s_1, s_2) dove

$$s_1 = \frac{e_0 - e_1}{h}, \quad s_2 = \frac{e_1 - e_2}{h} \quad (3.32)$$

La direzione (che è l'angolo formato con la direzione cardinale) e il valore della pendenza massima in un elemento triangolare sono rispettivamente

$$r = \arctan\left(\frac{s_2}{s_1}\right), \quad s_{max} = \sqrt{s_1^2 + s_2^2} \quad (3.33)$$

CAPITOLO 3. IL MODELLO CATCHMENT HYDROLOGY (CATHY)

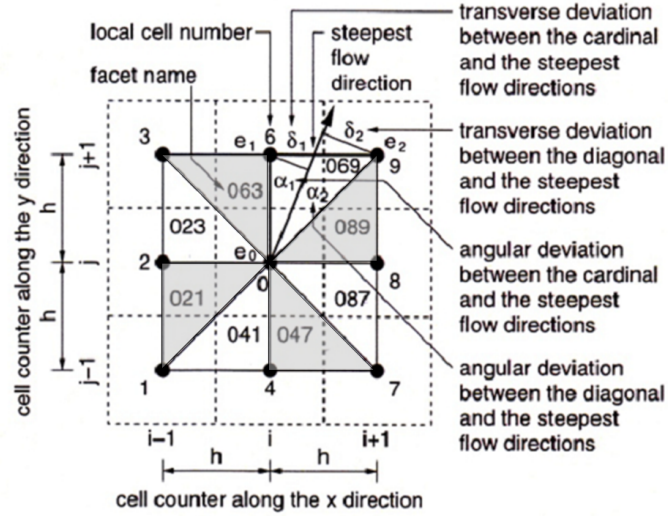


Figura 3.2: Determinazione della direzione di massima pendenza applicata nei metodi D8-LTD e D8-LAD [Orlandini et al., 2009]

La direzione r nel caso in cui venga usato un DEM a griglia quadrata regolare assumono i valori $[0, \pi/4]$. Se r non appartiene all'intervallo indicato, i valori di r e s_{max} devono essere impostati in modo seguente:

$$\begin{aligned} r = 0, \quad s_{max} = s_1, \quad \text{se} \quad r < 0 \\ r = \frac{\pi}{4}, \quad s_{max} = \frac{e_0 - e_2}{h\sqrt{2}}, \quad \text{se} \quad r > \frac{\pi}{4} \end{aligned} \quad (3.34)$$

Tra tutti gli elementi triangolari viene scelta la direzione con il massimo valore di s_{max} . Tale direzione è identificata con un numero p secondo lo schema in fig. 3.2 (p_1 e p_2 rispettivamente per le direzioni cardinale e diagonale).

Nel caso generale, la direzione del drenaggio non sempre coincide con una delle direzioni cardinali o diagonali. L'approssimazione della direzione può essere scelta usando i seguenti criteri:

- LAD (*Least Angular Deviation*): vengono definite le direzioni

$$\alpha_1 = r, \quad \alpha_2 = \frac{\pi}{4} - r$$

3.2. MODELLAZIONE DEL DEFLUSSO SUPERFICIALE

e alla cella vengono assegnate le direzioni di drenaggio p_1 se $\alpha_1 \leq \alpha_2$ e p_2 se $\alpha_1 > \alpha_2$.

- LTD (*Least Transversal Deviation*): la deviazione trasversale corrisponde alla distanza lineare tra il centro della cella di drenaggio e la direzione della massima pendenza

$$\delta_1 = h \sin \alpha_1, \quad \delta_2 = \sqrt{2}h \sin \alpha_2$$

Le direzioni di drenaggio vengono identificate quindi con p_1 se $\delta_1 \leq \delta_2$ e p_2 se $\delta_1 > \delta_2$.

Nei metodi non dispersivi è inserito il fattore di memoria del percorso, ossia si fa riferimento non alle deviazioni locali, ma a quelle cumulative $\delta_1^+(k)$ e $\delta_2^+(k)$ ($k = 1, 2, \dots$ è l'indice assegnato alla cella processata lungo il percorso) definite come:

$$\begin{aligned} \delta_1^+(k) &= \sigma \delta_1(k) + \lambda \delta^+(k-1) \\ \delta_2^+(k) &= -\sigma \delta_2(k) + \lambda \delta^+(k-1) \end{aligned} \quad (3.35)$$

dove σ è il segno assegnato alle deviazioni in ogni elemento triangolare (positivo per i triangoli in grigio in fig. 3.2 e negativo per altri triangoli), λ è il fattore di peso che assume i valori tra 0 e 1, $\delta^+(k-1)$ è la deviazione cumulativa confluita in k -esima cella.

La selezione tra le direzioni p_1 e p_2 viene fatta in modo da minimizzare il valore assoluto della deviazione cumulativa:

$$\begin{aligned} \delta^+(k) &= \delta_1^+(k) \quad \text{e} \quad p = p_1, & \text{se} & \quad |\delta_1^+(k)| \leq |\delta_2^+(k)| \\ \delta^+(k) &= \delta_2^+(k) \quad \text{e} \quad p = p_2, & \text{se} & \quad |\delta_1^+(k)| > |\delta_2^+(k)| \end{aligned} \quad (3.36)$$

Per $\lambda = 0$ le direzioni di drenaggio vengono assegnate solo sulla base delle deviazioni locali, nel caso $0 < \lambda \leq 1$ le deviazioni cumulate vengono considerate parzialmente o completamente.

Nel caso in cui venga scelto un metodo dispersivo D_∞ -LTD o D_∞ -LAD, il drenaggio è distribuito tra le direzioni p_1 e p_2 in corrispondenza del fattore di peso w_1 e w_2 attribuito rispettivamente alle direzioni cardinale e diagonale. I valori di w sono compresi nell'intervallo tra 0 e 1 e possono essere calcolati

CAPITOLO 3. IL MODELLO CATCHMENT HYDROLOGY (CATHY)

nel modo seguente [Orlandini et al., 2009]:

$$w_1 = \frac{|\delta_2^+|}{|\delta_1^+| + |\delta_2^+|}, \quad w_2 = \frac{|\delta_1^+|}{|\delta_1^+| + |\delta_2^+|} \quad (3.37)$$

La deviazione cumulativa in questo caso può essere definita come:

$$\delta^+ = \frac{\sum_i w^{(i)} A^{(i)} \delta^{+(i)}}{\sum_i w^{(i)} A^{(i)}} \quad (3.38)$$

dove le sommatorie si riferiscono alle celle superiori confinanti con la cella in esame, $w^{(i)}$ è il peso associato al flusso in arrivo dalla i -esima cella in quella considerata, $A^{(i)}$ è l'area drenata dalla i -esima cella (inclusa la propria area) e $\delta^{+(i)}$ rappresenta la deviazione cumulativa che arriva dalla i -esima cella a quella considerata. L'equazione (3.38) rappresenta un'espressione generale per le deviazioni cumulative (angolari o trasversali) utilizzate nelle equazioni (3.35).

La distinzione tra versanti e canali viene fatta imponendo una soglia per uno dei quattro criteri possibili in CATHY:

- l'area di drenaggio A_t [Montgomery et al., 1993];
- la funzione AS^k , dove S è la pendenza e k è l'esponente [Dietrich et al., 1988, 1989];
- la divergenza normalizzata che è la curvatura della superficie diviso la pendenza media;
- l'ordine di Strahler ω^* .

Una cella viene considerata appartenente ad un canale se A_t , AS^k o ω^* superano il valore della soglia assegnata e la divergenza normalizzata, invece, risulta inferiore.

Il modulo superficiale di CATHY prevede anche il trattamento delle eventuali zone depresse di DEM (laghi) sulla base della procedura proposta da [Mackay et al., 1998], in cui le celle che circondano il lago (*buffer cells*) vengono distinte e collocate ad una quota inferiore rispetto alle celle che drenano

3.2. MODELLAZIONE DEL DEFLUSSO SUPERFICIALE

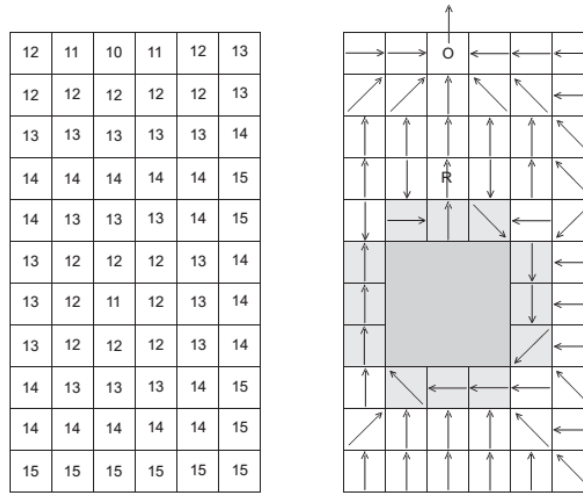


Figura 3.3: Mappatura di drenaggio nel caso di presenza delle zone depresse [Camporese et al., 2010]

nel lago. Alle celle di *buffer zone* viene assegnata la direzione di drenaggio circolare che si conclude in una cella considerata la cella di chiusura del lago (cella serbatoio). Lo schema di un DEM con un lago è riportata in fig. 3.3. L'algoritmo prevede l'esclusione dal calcolo delle celle interne del lago. Gli effetti di immagazzinamento e ritardo sono simulati trasferendo alla cella di chiusura tutto il flusso drenato dalle celle di *buffer zone* con velocità infinita. Il flusso in uscita dalla cella serbatoio viene calcolato secondo l'equazione di continuità

$$\frac{dV}{dt} = I(t) - O(h^*) \quad (3.39)$$

dove V è il volume d'acqua immagazzinato dal serbatoio, I e O sono rispettivamente le portate in entrata e uscita, h^* rappresenta l'altezza dell'acqua nel serbatoio rispetto ad un livello di riferimento assegnato a tutte le celle del lago.

Modello di Muskingum-Cunge

Lo schema di calcolo del deflusso superficiale è stato sviluppato sulla base del metodo di Muskingum-Cunge a parametri variabili, in cui i parametri della geometria idraulica tengono conto delle caratteristiche diverse dei processi

CAPITOLO 3. IL MODELLO CATCHMENT HYDROLOGY (CATHY)

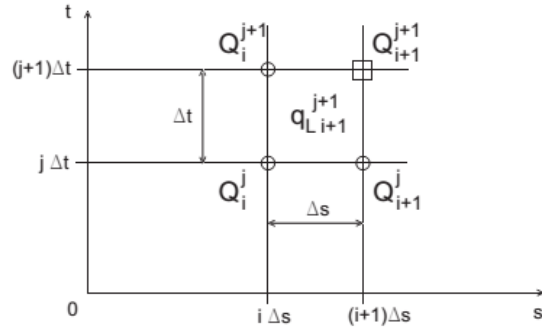


Figura 3.4: Griglia di discretizzazione spazio-temporale del metodo di Muskingum-Cunge [Orlandini et al., 1998]

sui versanti e nei canali [Orlandini, 2002; Orlandini et al., 1998]. Il deflusso superficiale viene calcolato, a partire dalla cella con la quota massima fino alla sezione di chiusura, seguendo i percorsi della rete di drenaggio definita nella fase precedente. Ogni cella può ricevere l'acqua dalle celle confinanti con le quote superiori e dal sottosuolo e può confluire in una (con i metodi non dispersivi) o due (con i metodi dispersivi) celle confinanti alle quote inferiori. Il contributo del sistema sotterraneo q_s [L^3/LT] rappresenta il flusso totale per unità di lunghezza dell'elemento di canale che non può essere infiltrato o esfiltrato ed è determinato dalla procedura di passaggio delle condizioni al contorno.

L'equazione (3.2) viene risolta numericamente nel modo seguente:

$$Q_{i+1}^{j+1} = C_1 Q_i^{j+1} + C_2 Q_i^j + C_3 Q_{i+1}^j + C_4 q_{s,i+1}^{j+1} \quad (3.40)$$

dove Q_{i+1}^{j+1} è la portata nella posizione della rete $(i+1)\Delta s$ nel tempo $(j+1)\Delta t$, $q_{s,i+1}^{j+1}$ rappresenta il contributo del sottosuolo negli intervalli spaziale $(i+1)$ e temporale $(j+1)$. La discretizzazione spazio-temporale dello schema di Muskingum-Cunge è riportata in fig. 3.4. I coefficienti C_1 , C_2 , C_3 e C_4 sono

3.2. MODELLAZIONE DEL DEFLUSSO SUPERFICIALE

dati da:

$$C_1 = \frac{c_k \frac{\Delta t}{\Delta s} - 2X}{2(1 - X) + c_k \frac{\Delta t}{\Delta s}} \quad (3.41)$$

$$C_2 = \frac{c_k \frac{\Delta t}{\Delta s} + 2X}{2(1 - X) + c_k \frac{\Delta t}{\Delta s}} \quad (3.42)$$

$$C_3 = \frac{2(1 - X) - c_k \frac{\Delta t}{\Delta s}}{2(1 - X) + c_k \frac{\Delta t}{\Delta s}} \quad (3.43)$$

$$C_4 = \frac{2c_k \Delta t}{2(1 - X) + c_k \frac{\Delta t}{\Delta s}} \quad (3.44)$$

dove c_k è la celerità dell'onda cinematica, X è il fattore di peso che viene utilizzato per discretizzazione della derivata temporale nell'equazione del flusso cinematico

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + c_k \frac{\partial Q}{\partial s} = c_k q_s$$

in modo tale, che il coefficiente della diffusione numerica

$$D_n = c_k \Delta s \left(\frac{1}{2} - X \right)$$

sia uguale al coefficiente della diffusione idraulica in (3.2).

In accordo con tali assunzioni, i coefficienti della celerità cinematica e della diffusione idraulica vengono espressi rispettivamente come

$$c_k = \frac{5}{3G} k_S(A, 1)^{3/5} W(A, 1)^{-2/5} S_0^{3/10} Q^{1-3G/5} \quad (3.45)$$

$$D_h = \frac{Q^{1-b'} \cos \beta}{2G W(A, 1) S_0} \quad (3.46)$$

dove

$$G = 1 - y' + \frac{2}{3} b',$$

y' e b' sono le esponenti della geometria idraulica «at-a-station» [Leopold et al., 1953] rispettivamente per il coefficiente di scabrezza di Gauckler-Strickler e la larghezza del canale, $k_S(A, 1)$ [$L^{1/3-3y'} T^{y'-1}$] e $W(A, 1)$ [$L^{1-3b'} T^{b'}$] sono i coefficienti di scala variabili rispettivamente per i coefficienti di Gauckler-

CAPITOLO 3. IL MODELLO CATCHMENT HYDROLOGY (CATHY)

Strickler e per la larghezza del canale (i valori di $k_S(A, 1)$ e $W(A, 1)$ dipendono dalla posizione nella rete di drenaggio e determinano k_S e larghezza del canale in una posizione che drena l'area A per una portata unitaria), $S_0 = \sin \beta$ rappresenta la pendenza del canale, β è l'angolo di inclinazione del letto del canale [Orlandini, 2002; Orlandini et al., 1998].

I coefficienti di scala vengono determinati dalle seguenti relazioni:

$$k_S(A, 1) = k_S(A_s, Q_f) Q_f(A_s)^{-y'} \left(\frac{A}{A_s} \right)^{w(y''-y')} \quad (3.47)$$

$$W(A, 1) = W(A_s, Q_f) Q_f(A_s)^{-b'} \left(\frac{A}{A_s} \right)^{w(b''-b')} \quad (3.48)$$

dove $k_S(A_s, Q_f)$ [$L^{1/3}T^{-1}$] e $W(A_s, Q_f)$ [L] sono il coefficiente di Gauckler-Strickler e la larghezza del canale in un sito s con l'area drenata pari a A_s e per la portata Q_f di frequenza f , w è l'esponente della relazione tra la portata e l'area drenata. Le esponenti y' , y'' , b' , b'' e w sono le caratteristiche della rete di drenaggio intera di [Leopold et al., 1953] e descrivono le relazioni «at-a-station» e «downstream» dei parametri sopra indicati. Nel caso in cui non siano disponibili le misure sul campo per caratterizzare la geometria idraulica, tali parametri possono essere stimati empiricamente [Abrahams et al., 1996; Parsons et al., 1994].

Lo schema di Muskingum-Cunge è impone la dispersione numerica uguale alla dispersione idraulica ed è stabile sotto condizione. I criteri di stabilità sono espressi in termini dei numeri di Courant (Cu) e di Peclet (Pe). La condizione $C_1 > 0$ è particolarmente importante ed è garantita solo se

$$Cu + D \geq 1 \quad (3.49)$$

dove $Cu = c_k \frac{\Delta t}{\Delta s}$ è il numero di Courant e $D = 1 - 2X$. Sperimentalmente si verificano risultati accettabili con valori del numero di Courant inferiori a $2 \div 3$ [Orlandini et al., 1996]. Nell'attuale implementazione del modulo superficiale la stabilità è assicurata restringendo l'ampiezza dei passi temporali in modo tale che $Cu \approx 1$.

3.3 Interazioni tra il modulo superficiale e subsuperficiale

I termini q_{ss} e q_s nelle equazioni (3.1) e (3.2) rispettivamente rappresentano lo scambio dei flussi d'acqua tra il dominio superficiale e sotterraneo. Il contributo q_{ss} dalla superficie al sottosuolo, o il suo equivalente espresso in termini di altezza d'acqua h , è determinato dall'equazione del flusso superficiale (3.2) e diventa l'input per l'equazione del flusso sotterraneo (3.1), mentre il contributo q_s dal sottosuolo alla superficie viene determinato dall'equazione (3.1) e diventa l'input per l'equazione (3.2). Lo scambio tra il sistema superficiale e quello subsuperficiale utilizza termini con grandezze fisiche di diverso carattere: flusso volumetrico [L^3/T], flusso specifico [L/T] e altezza d'acqua (*ponding head*) [L]. Tali grandezze sono calcolate a partire dall'ampiezza dell'intervallo temporale e dall'attribuzione dell'area superficiale alle celle e ai nodi, e sono messe in relazione seguendo lo schema seguente:

- risolvendo l'equazione del flusso superficiale, si ottengono le altezze d'acqua con un semplice bilancio di massa;
- usando il passo temporale e l'area attribuita ai nodi, le altezze vengono convertite nei flussi volumetrici riferiti ai nodi superficiali per essere poi passate nel modulo subsuperficiale;
- i flussi volumetrici relativi ai nodi ottenuti dopo l'iterazione del modulo subsuperficiale vengono convertiti nei flussi volumetrici relativi alle celle e poi divisi per la lunghezza dell'elemento di canale compreso in ogni cella, al fine di ottenere le dimensioni richieste per l'input del modulo superficiale.

L'evoluzione del modello nel tempo è controllata dal modulo sotterraneo che stabilisce l'ampiezza del passo temporale di calcolo utilizzando le strategie dell'adattamento e del "back-stepping". Il passo temporale stabilito dal modulo subsuperficiale, Δt_{ss} , è in generale più grande rispetto a quello richiesto dai criteri di stabilità del modulo superficiale, Δt_s . Perciò, per ogni passo temporale sotterraneo (esterno) indicato con k , vanno eseguiti

CAPITOLO 3. IL MODELLO CATCHMENT HYDROLOGY (CATHY)

$n_s = \text{INT} \left(\frac{\Delta t_{ss}}{\Delta t_s} \right)$ passi temporali superficiali (interni); n_s viene ridefinito per ogni intervallo esterno. Il valore di Δt_{ss} dipende dalle portate calcolate dal modulo superficiale nel passo temporale precedente. Nel caso in cui n_s superi la soglia di 30 – 50, gli errori introdotti dalla tecnica di time-splitting nel bilancio di massa globale diventano significativi [Camporese et al., 2010].

L'algoritmo di accoppiamento dei moduli superficiale e sotterraneo viene eseguito per t_k (che va da 0 a T_{max}) nel modo seguente:

1. si determina n_s e si risolve l'equazione (3.2) n_s volte utilizzando q_s^k come input per SURF_ROUTE; i risultati del calcolo forniscono i valori di Q^{k+1} che vengono utilizzati per ottenere la distribuzione delle altezze (*ponding heads*) h^{k+1} ;
2. i valori h^{k+1} insieme ai dati di input atmosferico (precipitazioni ed evapotraspirazione) al tempo t^{k+1} si usano per imporre le condizioni al contorno per FLOW3D e risolvere l'equazione (3.1) per ψ^{k+1} ;
3. si calcola con il modulo FLOW3D il flusso superficiale q_s^{k+1} usando ψ^{k+1} criteri bilancio di massa e continuità della pressione.

L'algoritmo di interazione tra i moduli di CATHY deve essere inizializzato, imponendo le condizioni iniziali di q_s per la (3.2) oppure indicando una distribuzione iniziale di ψ per il modulo sotterraneo.

Condizioni al contorno

L'interazione tra i moduli FLOW3D e SURF_ROUTE è controllata dal modulo sotterraneo, il quale gestisce l'input della forzante atmosferica implementando condizioni al contorno nonlineari: ad ogni nodo le condizioni al contorno possono passare da Neumann a Dirichlet, e viceversa, in dipendenza dallo stato nel nodo stesso. La condizione di Neumann è rappresentata dal flusso di infiltrazione o esfiltrazione controllato dall'atmosfera; il flusso corrisponde alla precipitazione o all'evapotraspirazione potenziale definite in input. Nel momento in cui i nodi superficiali raggiungono un valore di soglia per la saturazione, la condizione passa a quella di Dirichlet che rappresenta le altezze assegnate, ed i flussi sono controllati dal suolo.

3.3. INTERAZIONI TRA IL MODULO SUPERFICIALE E SUBSUPERFICIALE

L'individuazione dello stato di “ponding” nei nodi superficiali viene fatta attraverso un parametro di input PONDH_MIN [Bixio et al., 2000], al quale è assegnato il carico di pressione soglia che un nodo deve raggiungere per essere considerato saturo, nel senso di avere l'acqua disponibile per routing dal modulo superficiale. Il valore PONDH_MIN può essere impostato in modo tale da tener conto della quantità d'acqua che potrebbe rimanere intrappolata nelle caratteristiche microtopografiche della superficie. Dal punto di vista computazionale, l'introduzione del parametro PONDH_MIN permette di attivare il modulo SURF_ROUTE soltanto quando c'è dell'acqua disponibile per il routing superficiale.

La procedura di imposizione delle condizioni al contorno nonlineari è assimilabile ad un'iterazione alla “Picard” e viene implementata imponendo la continuità delle pressioni e dei flussi di acqua nella superficie del bacino. Si ottiene quindi automaticamente una partizione dei flussi atmosferici potenziali in superficie (evapotraspirazione o precipitazione), q_p [L^3/T] in flussi “actual” o “back-calculated” q_a [L^3/T] da e verso il sottosuolo, calcolati dal modulo sotterraneo, e flussi residui in superficie, calcolando quindi automaticamente le variazioni del volume di acqua immagazzinata in superficie (*ponding heads*) [Camporese et al., 2010]. In CATHY i flussi potenziali rappresentano le precipitazioni quando $q_p > 0$ e l'evapotraspirazione potenziale quando $q_p < 0$, mentre i flussi attuali sono $q_a > 0$ per l'infiltrazione e $q_a < 0$ per l'esfiltrazione.

La procedura implementativa delle condizioni al contorno nonlineari considera ad ogni iterazione di Picard quattro possibili scenari:

Pioggia e infiltrazione: Durante un evento di pioggia le condizioni al contorno per i nodi superficiali non saturi sono di Neumann e $q_a = q_p$; tutta la quantità d'acqua piovuta si infiltra, il deflusso superficiale è assente. Nel momento in cui il carico di pressione ψ diventa nullo segnalando la saturazione, le condizioni al contorno passano a quelle di Dirichlet; la superficie rimane satura, ma il deflusso superficiale è assente. Nel caso di eccesso di pioggia ($q_p > q_a$) la superficie diventa satura e il volume d'acqua relativo a *ponding head*, V_{pond} , contribuisce al deflusso superficiale; le condizioni al contorno sono di Dirichlet.

Pioggia ed esfiltrazione: In questo caso la superficie diventa satura ed è presente il deflusso superficiale a cui contribuiscono entrambi i flussi. Le condizioni al contorno assegnate al nodo in esame sono di Dirichlet.

Evapotraspirazione e infiltrazione: Tale scenario è tipico subito dopo un evento di pioggia. Le condizioni al contorno vengono passate a quelle di Neumann, escluso il caso in cui la quantità d'acqua V_{pond} sia sufficiente per soddisfare l'infiltrazione e la domanda evaporativa. Se $V_{pond}/\Delta t_{ss} > |q_p| + |q_a|$, la superficie rimane stagnante ed è presente il deflusso superficiale.

Evapotraspirazione ed esfiltrazione: Un nodo non saturo può diventare saturo nel caso in cui il flusso di esfiltrazione possa soddisfare o superare la domanda evaporativa. Le condizioni al contorno vengono passate dal tipo di Neumann a quelle di Dirichlet. Il flusso superficiale si verifica quando $|q_p| < |q_a| + V_{pond}/\Delta t_{ss}$. Per un nodo saturo il cambio delle condizioni a quelle di Neumann viene eseguito se $|q_p| > |q_a| + V_{pond}/\Delta t_{ss}$.

Alla procedura di gestione delle condizioni al contorno e della partizione dei flussi vengono applicate due regole generali:

- in condizioni di *ponding* e di saturazione, qualsiasi flusso di esfiltrazione viene considerato come flusso di ritorno. Tale flusso contribuisce al deflusso superficiale e, nel caso di evapotraspirazione, a soddisfare la domanda dell'atmosfera;
- nella distribuzione dell'acqua (sempre in condizioni di *ponding* o di saturazione) la precedenza viene data al flusso ricalcolato dal modello q_a e dopo a quello potenziale q_p .

L'interazione tra il modulo superficiale e sotterraneo di CATHY, determinata dall'algoritmo di gestione delle condizioni al contorno e dal calcolo del bilancio di massa, permette di non introdurre dei parametri aggiuntivi. Tale procedura è progettata in modo da garantire l'accuratezza e la continuità necessaria dei flussi e delle altezze d'acqua sulla superficie [Camporese et al., 2010].

3.4 Rete dinamica in saturazione

Al fine dello studio della dinamica delle reti in saturazione, in CATHY è stata implementata la seguente procedura:

- a partire dalla cella con la quota più alta, per ogni cella superficiale viene verificata l'altezza della lama d'acqua sulla superficie H_{pondc} . Nel caso in cui H_{pondc} è non nullo (o supera un valore di soglia impostato), la cella in esame viene considerata satura;
- per ogni cella satura in esame vengono definite le celle *downstream*, a cui confluisce la cella satura (una se nella fase dell'estrazione della rete è stato applicato un metodo non dispersivo e due se è stato scelto un metodo dispersivo), seguendo i percorsi di drenaggio definiti nella fase di preprocessing;
- viene verificata l'altezza della lama d'acqua nelle celle *downstream*. Nel caso H_{pondc} superi il valore indicato (zero o una soglia), la cella viene aggiunta nella sequenza delle celle sature;
- dopo la fase di determinazione della sequenza delle celle sature connesse viene definita la lunghezza della rete di drenaggio $G(t)$ e il numero delle sorgenti (o nodi estremi della rete) $N(t)$ al tempo t , ottenuti dalla sovrapposizione delle zone sature connesse e della rete dei canali estratta in fase di preprocessing.

Tale procedura viene chiamata per ogni passo temporale Δt_k dopo il calcolo del bilancio di massa.

La sequenza di celle sature connesse selezionata in tale modo definisce l'area che contribuisce direttamente nella rete di drenaggio al tempo t e viene denominata *Active Drainage Area (ADA)*. Il pattern della rete dei canali ottenuto nel modo descritto sopra rappresenta lo stato della rete di drenaggio al tempo t e viene considerato come *Active Drainage Network (ADN)*.

Capitolo 4

Caso di studio: V-catchment

La validazione della procedura di analisi proposta nel Capitolo precedente è stata effettuata prima con un test «virtuale», applicato ad un bacino idealizzato sintetico, nominato V-catchment, usato negli studi precedenti relativi alle interazioni tra il deflusso superficiale e sotterraneo [Panday et al., 2004] e al deflusso superficiale [Sulis et al., 2010]. L'applicazione del modello ad una geometria semplificata permette di osservare e di analizzare la dinamica delle zone sature e i processi che determinano la risposta idrologica, evitando un maggior numero di incertezze.

Il V-catchment consiste di due piani simmetrici di dimensioni 1000×800 m connessi ad un canale largo di 20 e lungo di 1000 m (fig. 4.1). La pendenza dei versanti ha i valori di 0.05 e 0.02 rispettivamente nelle direzioni x e y . Il canale ha il fondo piatto ed è inclinato nella direzione y con la pendenza di 0.02.

4.1 Discretizzazione e parametri del modello

La griglia superficiale di V-catchment ha la risoluzione spaziale 20×20 m ed è discretizzata in 50×81 celle. Il dominio sotterraneo è stato ottenuto a partire dal DTM, i cui nodi sono stati riprodotti ai livelli inferiori. La mesh 3D è discretizzata in 10 strati con spessore variabile e la profondità totale di

4.1. DISCRETIZZAZIONE E PARAMETRI DEL MODELLO

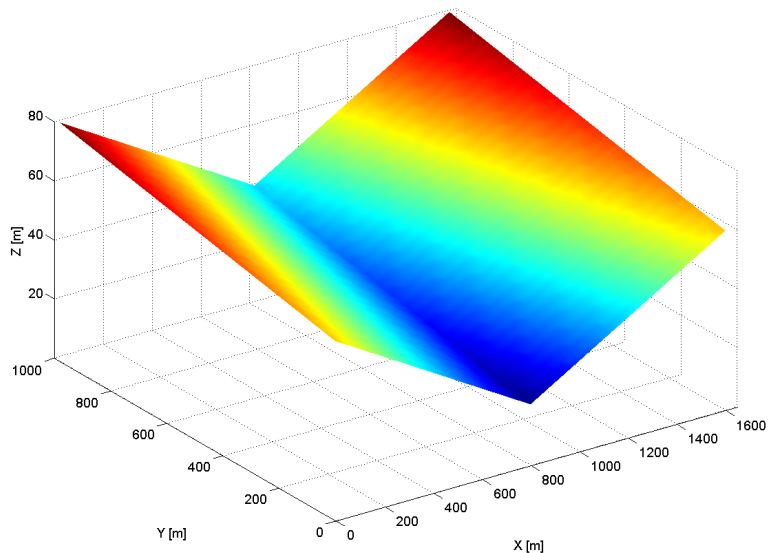


Figura 4.1: Visualizzazione 3D di V-catchment

20 m. Gli strati sono paralleli alla superficie, eccetto l'ultimo strato che ha la base orizzontale. Le caratteristiche delle mesh sono riportate in tabella 4.1.

Le proprietà idrauliche del dominio sotterraneo sono state assunte omogenee ed isotrope. I parametri che caratterizzano le proprietà idrauliche del suolo sono compresi nell'intervallo dei valori fisicamente significativi per i terreni sabbiosi. Le caratteristiche del suolo insaturo vengono descritte con le relazioni di van Genuchten (Sezione 3.1). Le proprietà idrauliche del suolo considerate nel modello sono rappresentate in tabella 4.2.

Ai parametri della geometria idraulica superficiale sono stati assegnati i valori usati da [Sulis et al., 2010] nei test del deflusso superficiale, ad eccezione dei coefficienti di scabrezza di Gaucklee-Strickler. La rete di drenaggio è stata estratta con il metodo D8-LTD con la soglia sull'area cumulata costante. *Rivulet spacing* è stato posto uguale alla dimensione della cella del DEM, simulando quindi un flusso di tipo “sheet flow” e non concentrato. I parametri della geometria idraulica superficiale sono riportati in tabella 4.3.

Per i test sintetici con il V-catchment sono state imposte le seguenti

CAPITOLO 4. CASO DI STUDIO: V-CATCHMENT

Tabella 4.1: Caratteristiche strutturali delle mesh 2D e 3D di V-catchment

| Caratteristiche delle mesh: | |
|---|--|
| Area del bacino [km^2] | 1.62 |
| Risoluzione del DTM [m] | 20×20 |
| Numero delle celle in 2D mesh | 4050 |
| Numero dei nodi in 2D mesh | 4182 |
| Numero dei nodi in 3D mesh | 46002 |
| Numero dei tetraedri in 3D mesh | 243000 |
| Numero degli strati | 10 |
| Spessore del suolo [m] | 20.0 |
| Spessore degli strati (in % dello spessore del suolo, dall'alto verso il basso) | 0.25, 0.25, 0.25, 0.50, 1.25, 2.50, 5.00, 15.00, 25.00, 50.00 |

Tabella 4.2: Caratteristiche idrauliche del suolo per V-catchment

| Parametri idraulici del suolo: | |
|--|--------------------|
| Conducibilità idraulica a saturazione K_s [ms^{-1}] | 1×10^{-5} |
| Coefficiente di immagazzinamento elastico S_s [m^{-1}] | 5×10^{-3} |
| Porosità φ [-] | 0.5 |
| Parametri della curva di ritenzione di van Genuchten: n [-], ψ_s [m], θ_r | 2.0, -1.0, 0.08 |

Tabella 4.3: Caratteristiche della geometria idraulica superficiale per V-catchment

| | | |
|-------------------------------------|--------------------|--------------------|
| Estrazione della rete: | | |
| Fattore di memoria λ | 1.0 | |
| Soglia sull'area cumulata [m^2] | 8×10^5 | |
| Parametri: | Versanti | Canali |
| Area di riferimento A_s [m^2] | 1.62×10^4 | 1.62×10^6 |
| Portata Q_f [$m^3 s^{-1}$] | 0.048 | 4.860 |
| $k_S(A_s, 1)$ [$m^{1/3} s^{-1}$] | 6.67 | 66.67 |
| $W(A_s, 1)$ [m] | 6.5 | 20.0 |
| b', b'' | 0.36, 0.50 | |
| y', y'' | 0.0, 0.0 | |

condizioni al contorno:

- flusso nullo ai bordi laterali e alla base del dominio;
- condizioni atmosferiche di evapotraspirazione ai nodi superficiali.

4.2 Test di drenaggio

Il test effettuato al fine di studiare la dinamica delle aree sature connesse che contribuiscono direttamente alla rete di drenaggio è stato organizzato in modo da poter riprodurre il modello proposto da [Biswal et al., 2010]. V-catchment, discretizzato come è descritto nella sezione precedente, rappresenta un acquifero non confinato in cui è stato simulato un drenaggio libero di 90 giorni a partire dalla condizione iniziale di saturazione completa. L'evapotraspirazione durante tutto il periodo di simulazione è stata posta uguale a 10^{-20} mm/g. In tal modo l'unico fattore, che determina l'idrogramma simulato alla sezione di chiusura, è il deflusso sotterraneo. Le zone sature connesse sono definite per ogni passo temporale come è descritto in Sezione 3.4.

Il test scelto ha i seguenti obiettivi:

1. determinare i processi (espressi in termini di flussi attuali nel modello) che hanno luogo nelle zone sature connesse durante la fase di recessione. Lo scenario tipico (si veda la Sezione 3.3 per la descrizione degli scenari) è l'evapotraspirazione e l'esfiltrazione;
2. verificare se la quantità d'acqua esfiltrata al tempo t nella ADN sia l'unico fattore che definisce la risposta alla sezione di chiusura. Nel caso di evapotraspirazione trascurabile, solo l'esfiltrazione dovrebbe contribuire al deflusso misurato alla cella di chiusura.

In fig. 4.4 sono riportati l'idrogramma della portata simulata alla sezione di chiusura e il flusso che contribuisce al drenaggio calcolato come la somma dei flussi attuali di esfiltrazione sui nodi dell'area satura (ADA):

$$Q_{exf}(t) = \sum_{i \in ADA(t)} q_{ai} \quad (4.1)$$

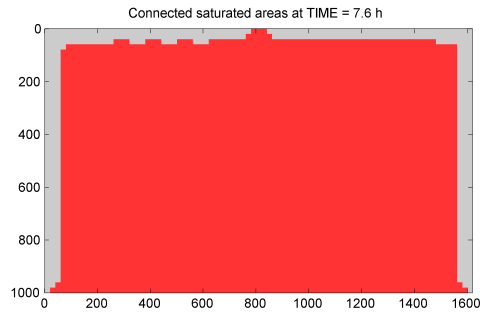
Si può notare che la portata alla chiusura del bacino coincide con il flusso di esfiltrazione calcolato sui nodi appartenenti all'area satura connessa. L'errore relativo tra i volumi cumulati è 0.24% ($4.46 \cdot 10^5 m^3$ per la portata alla sezione di chiusura verso $4.47 \cdot 10^5 m^3$ per la portata esfiltrata).

I processi osservati durante la simulazione di drenaggio e le mappe delle aree sature connesse sono rappresentati in fig. 4.2 e 4.3.

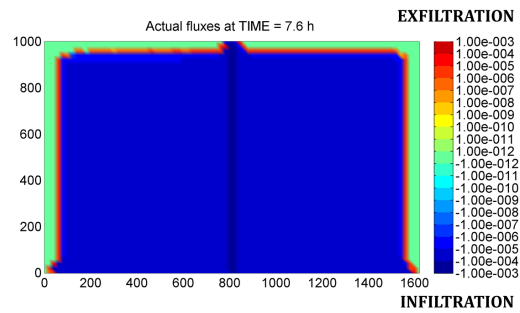
4.3 Discussione e conclusioni

Il test di drenaggio ha dato la possibilità di osservare e di determinare i processi che hanno luogo nel bacino durante la fase di recessione, e di verificare al contempo l'accuratezza della procedura di estrazione della ADN. Nelle figure 4.2 e 4.3 in alto sono rappresentati i pattern delle aree che contribuiscono direttamente al deflusso di recessione. Le aree sature disconnesse sono presenti in quantità trascurabile, come si poteva prevedere vista la semplificata morfologia del bacino). La figura centrale rappresenta i flussi calcolati su tutti i nodi superficiali durante la fase di recessione. Le aree in verde sono le zone con il flusso "actual" nullo (le condizioni al contorno sono di Neumann).

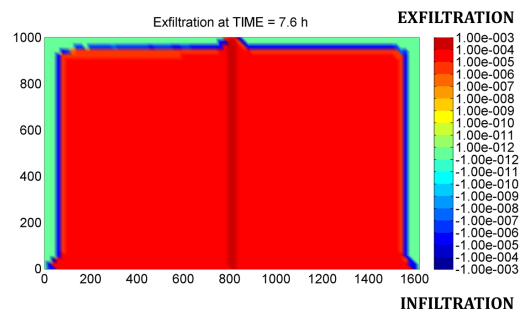
4.3. DISCUSSIONE E CONCLUSIONI



(a)



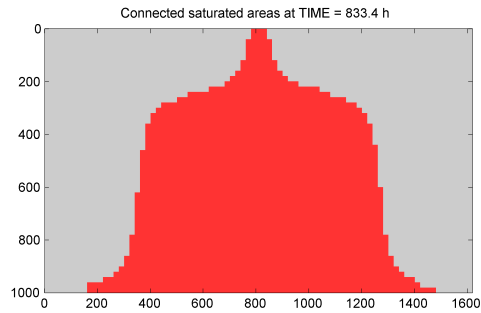
(b)



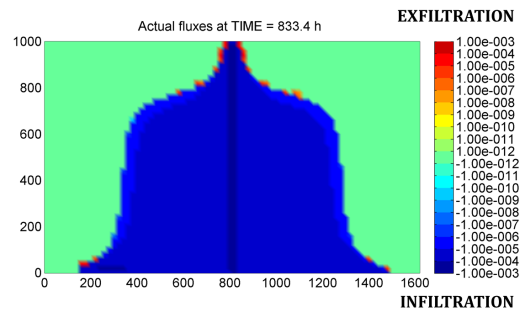
(c)

Figura 4.2: I pattern della zona satura connessa al canale di V-catchment ADA (4.2a), dei flussi attuali (4.2b) e del deflusso superficiale (4.2c) simulati 7 ore dopo l'inizio della recessione

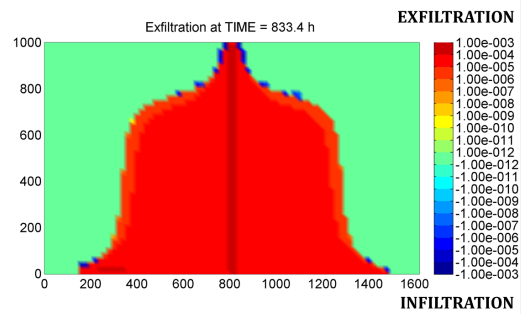
CAPITOLO 4. CASO DI STUDIO: V-CATCHMENT



(a)



(b)



(c)

Figura 4.3: I pattern della zona satura connessa al canale di V-catchment ADA (4.3a), dei flussi attuali (4.3b) e del deflusso superficiale (4.3c) simulati 833 ore dopo l'inizio della recessione

4.3. DISCUSSIONE E CONCLUSIONI

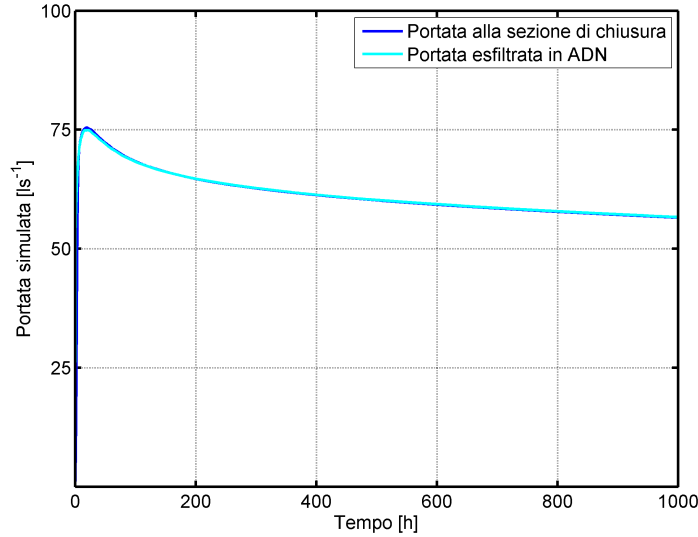


Figura 4.4: Portata simulata alla sezione di chiusura (in blu) e il flusso di esfiltrazione calcolato sui nodi di ADA (in celeste)

In blu sono rappresentati i flussi negativi attraverso la superficie (flusso di ritorno), che contribuiscono completamente al deflusso superficiale. Le poche zone in rosso indicano un processo di re-infiltrazione, il quale è osservato sui nodi esterni di ADA. Il processo di re-infiltrazione è più presente alle condizioni di maggiore saturazione del bacino ed è quasi trascurabile rispetto ai valori delle portate esfiltrate.

La fig. 4.4 dimostra che l'idrogramma della portata esfiltrata ad ogni passo temporale sui nodi dell'area satura connessa coincide con l'idrogramma simulato alla sezione di chiusura. La coincidenza quasi perfetta nel presente test è dovuta ai valori alti del coefficiente di Gauckler-Strickler, che riduce notevolmente i tempi di corrivazione. Nel caso dei bacini naturali con la resistenza più alta avranno un *lag* tra i picchi della portata alla chiusura e la portata esfiltrata.

I risultati del test di drenaggio applicato ad un bacino con la morfologia idealizzata dimostrano la robustezza e l'accuratezza dello strumento adottato per le analisi della dinamica delle reti di drenaggio e conferma l'attendibilità dei risultati.

Capitolo 5

Caso di studio: bacino del torrente Vermigliana

5.1 Descrizione del sito

Il bacino della Vermigliana è situato nella parte superiore della Val di Sole, nella Provincia Autonoma di Trento (fig. 5.1), ed è caratterizzato da una superficie di 78.95 km^2 e una lunghezza dell'asta principale di 14.92 km , misurato dalla sezione di chiusura posta a Vermiglio. La quota altimetrica è compresa tra 1175 e 3540 m s.l.m. (fig. 5.2). Dal punto di vista fisiografico, il paesaggio è tipico di una valle alpina di origine glaciale, con la caratteristica forma della sezione trasversale a U, con fondo largo e versanti ripidi, con la presenza dei gradini e dei terrazzi sui versanti. Le pendenze nella zona del bacino sono piuttosto elevate, con una media di 28° .

Alcune foto del sito sono rappresentate in fig. 5.3 e 5.4.

Il torrente Vermigliana è un affluente di destra del torrente Noce (bacino dell'Adige). Nasce dai torbosi versanti orientali dello spartiacque del Passo Tonale (1882 m s.l.m.) e sbocca nel Noce alla periferia di Cusiano (942 m s.l.m.). La pendenza del torrente Vermigliana chiuso a Vermiglio è 47.3 m/km , ma nell'ultimo tratto la profondità dell'alveo e l'inclinazione sono minime, provocando spesso l'allagamento della pianura attraversata.

La Vermigliana riceve a destra corsi d'acqua provenienti dal ghiacciaio

5.1. DESCRIZIONE DEL SITO

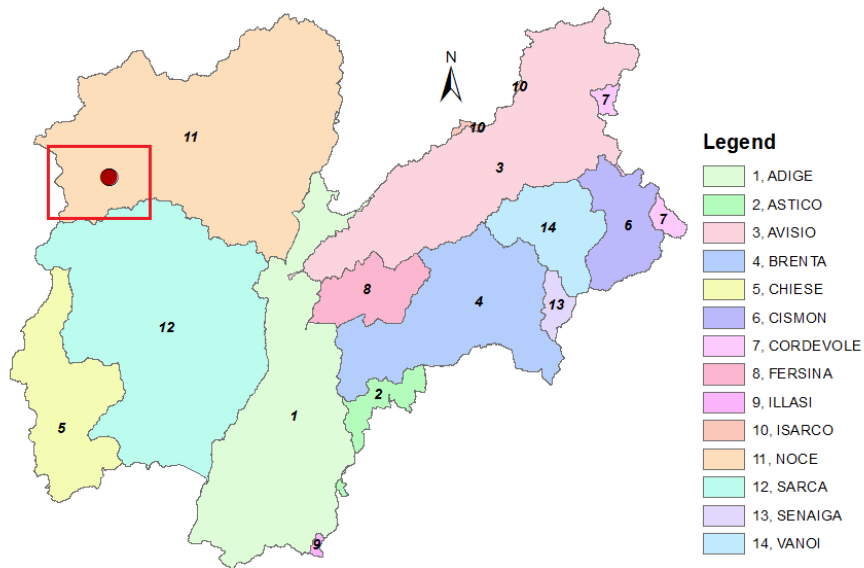


Figura 5.1: Bacini di 1° livello di Provincia Autonoma di Trento

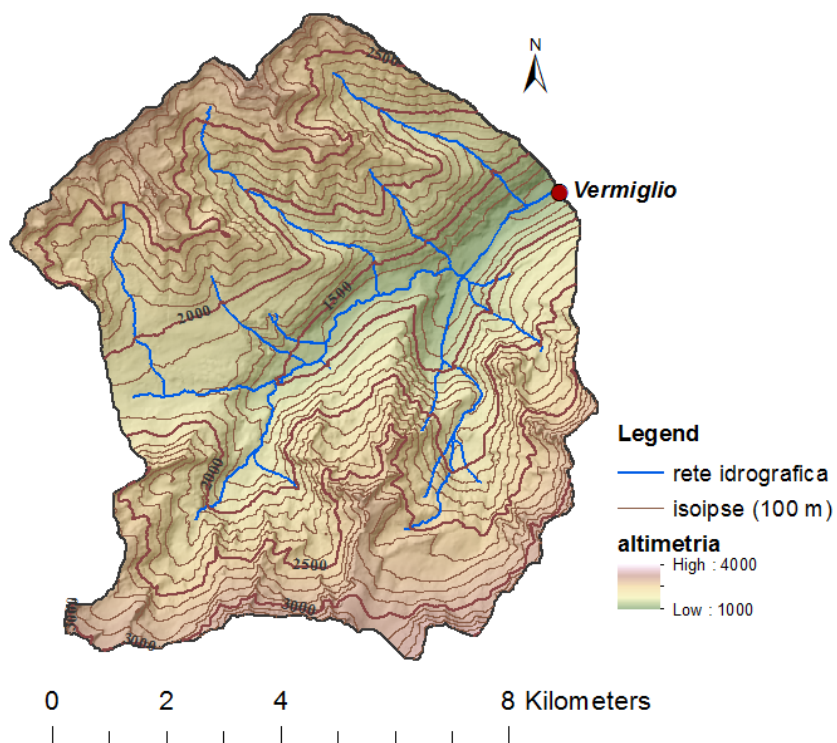


Figura 5.2: DTM del bacino di Vermigliana chiuso a Vermiglio

CAPITOLO 5. CASO DI STUDIO: BACINO DEL TORRENTE VERMIGLIANA

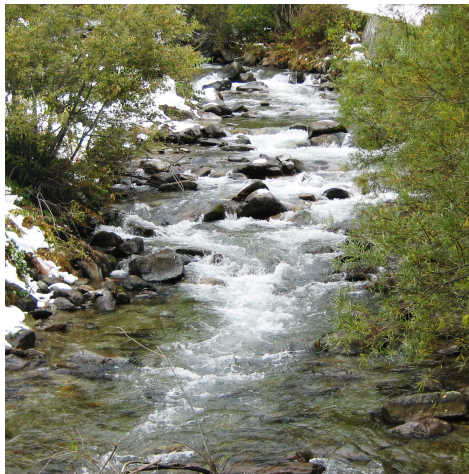


(a)



(b)

Figura 5.3: Versanti rocciosi della sinistra idrografica alla quota di 1700 m s.l.m. ca. (a); alveo di Rio S. Leonardo nei pressi di Vermiglio (b)



(a)



(b)

Figura 5.4: Torrente Vermigliana nei pressi di località Stavél (a) e a Vermiglio (b)

Presena: Rio Presena e Rio Presenella. Da sinistra pervengono i corsi d'acqua alimentati dalle piogge e dalle acque di scioglimento nivale, tra i quali i più grandi sono Rio Valbiolo, Rio del Merlo, Rio Strino e Rio di San Leonardo.

Nel bacino della Vermigliana sono presenti numerosi laghi di origine glaciale e morenica, ubicati prevalentemente nella parte alta dei versanti. I bacini lacustri con la loro depressione causano un rallentamento allo scorrimento delle acque superficiali.

5.1.1 Inquadramento geologico ed idrogeologico

Il bacino di Vermigliana è situato al confine di due grandi unità strutturali della catena Alpina: l'Austroalpino e le Alpi calcaree meridionali. Il confine è costituito da un fascio di linee tettoniche, detto Linea Insubrica (o Linea del Tonale), che attraversa longitudinalmente il Passo Tonale e la Val di Sole mettendo in contatto le rocce metamorfiche dell'Austroalpino con il basamento cristallino e le coperture sedimentarie del Sudalpino [PGUAP 2006].

Con riferimento alle due macrozone geologiche sopra riportate, viene data una breve descrizione litologica del bacino di Vermigliana.

- L'area al sud dalla Linea del Tonale è rappresentata dalle rocce metamorfiche del basamento cristallino prepermiano, principalmente i micascisti e le filladi, e dai batoliti dell'Adamello, un complesso plutonico composto in prevalenza da rocce granitiche e granodioritiche. Le rocce a tessitura scistosa sono molto degradabili e risultano spesso ricoperte da detrito eluviale infido per la presenza dei minerali argillosi. Ai piedi dei versanti costituiti da queste litologie spesso si accumulano abbondanti quantità di detrito. I batoliti, invece, si presentano compatti e poco degradabili.
- L'area del bacino che si estende al nord dalla Linea del Tonale rientra nella zona di Austroalpino. È caratterizzata in prevalenza da rocce scistoso-cristalline e da un assetto strutturale complesso con presenza delle falde tettoniche, pieghe, sovrascorrimenti e scaglie listriche. Nella

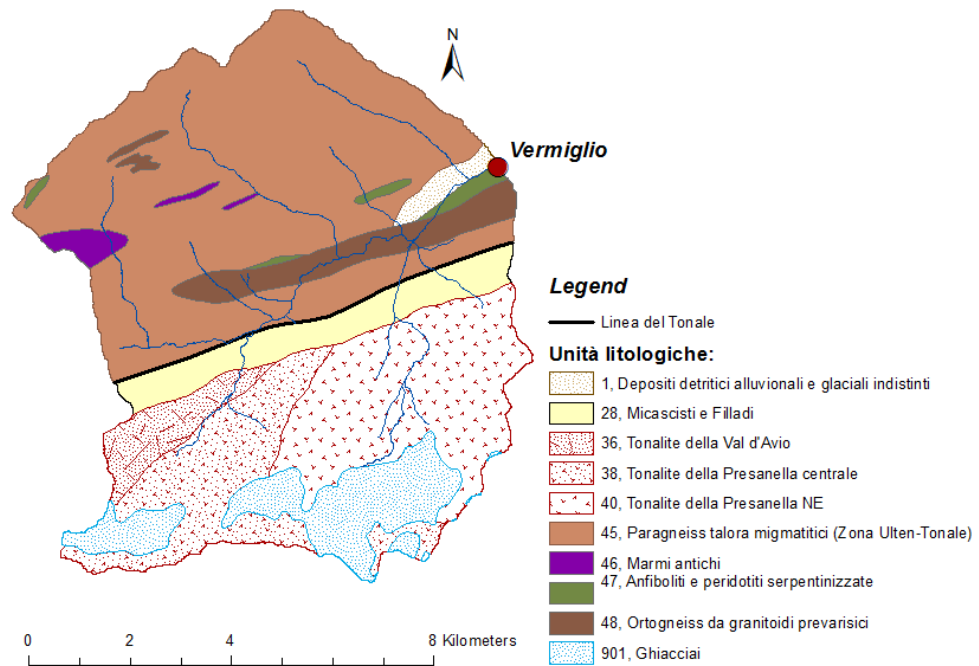


Figura 5.5: Mappa geologica del bacino di Vermigliana [PGUAP 2006]

zona sono diffusi i seguenti tipi di rocce: i paragneiss talora pegmatitici, gli ortogneiss, le anfiboliti e le peridotiti serpentinite. Come per le filladi e i micascisti del basamento cristallino, vale la considerazione sulla notevole degradabilità di questi litotipi.

In tutto il bacino sono presenti detriti alluvionali (con spessore limitato), ubicati sul fondovalle delle vallate più estese ed i detriti glaciali (con lo spessore esiguo) che ricoprono le porzioni superiori dei versanti vallivi e le testate delle valli.

La mappa litologica è rappresentata in fig. 5.5.

La maggior parte del bacino di Vermigliana è costituita da rocce metamorfiche di vario genere, che possiedono una limitata permeabilità secondaria per fratturazione nelle porzioni più superficiali o lungo le linee di discontinuità. Le valli percorse dal torrente Vermigliana e dai suoi affluenti presentano riempimenti detritici glaciali ed alluvionali di spessore notevolmente limitato. I materiali sono generalmente grossolani e formano acquiferi per lo più

5.1. DESCRIZIONE DEL SITO

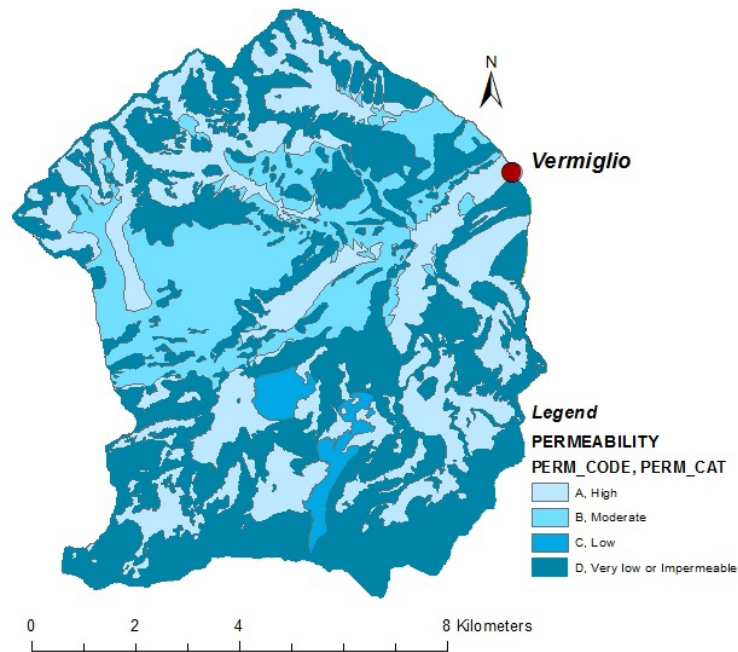


Figura 5.6: Mappa di permeabilità nel bacino di Vermigliana [PGUAP 2006]

liberi collegati alla circolazione di subalveo del torrente. La conducibilità idraulica è generalmente discreta con valori stimati fra 10^{-3} e 10^{-5} m.s^{-1} . Nelle conoidi laterali si possono incontrare anche limitate falde confinate o semiconfinate entro livelli a granulometria più fine. Grazie alla presenza di ghiacciai e nevai, in quota evidenziano numerose circolazioni idriche che alimentano numerose sorgenti, pur sempre con portate non rilevanti [Piano di gestione 2010; PGUAP 2006].

I rapporti tra le acque sotterranee e quelle superficiali sono condizionati prevalentemente dai fattori climatici e dalla struttura geologica del bacino. La risposta del sistema, invece, dipende dai fattori interni, quali la geometria e la conducibilità idraulica dell'insieme fratturato-poroso.

La componente superficiale del deflusso nel bacino in esame è il risultato delle seguenti condizioni [Piano di gestione 2010]:

- il bacino è sviluppato sulle formazioni geologiche poco conducibili o impermeabili;

- l'alveo insiste su un mezzo molto fratturato, per cui viene raggiunta rapidamente la totale saturazione indipendentemente dalla geometria della sezione e dalla conducibilità dei depositi fluvio-glaciali a causa delle ricariche laterali.

Le caratteristiche di permeabilità nel bacino di Vermigliana sono riportate in tabella 5.1 e in fig. 5.6.

Tabella 5.1: Caratteristiche idrogeologiche del bacino di Vermigliana

| Litologia | Caratteristiche idrogeologiche |
|--|---|
| Complessi metamorfici, rocce intrusive | Generalmente impermeabili, conducibilità idraulica dovuta alla fratturazione e localmente nelle falde di limitata estensione nella copertura eluviale |
| Detriti alluvionali e glaciali, detriti di falda | Permeabilità per porosità, conducibilità idraulica media e alta |

5.1.2 Uso del suolo e caratteristiche pedologiche

L'uso del suolo nel bacino di Vermigliana è legato in maggior parte alla morfologia del territorio [*Corine Land Cover* 2006; Piano di gestione 2010]. Una parte rilevante del bacino (54.6%) è occupata dalla vegetazione pioniera, rappresentata dai boschi di coniferi, seguiti dalla vegetazione arbustiva ed erbacea in quota più alta, fino agli affioramenti rocciosi (35.4%) con la vegetazione sparsa. Il ghiacciaio occupa una superficie pari al 5.3%.

Per quanto riguarda le aree antropizzate nel bacino di Vermigliana, queste occupano il 4.7% del territorio del bacino e sono legate all'attività agricola, che in questa zona riguarda principalmente le colture foraggere (prati, pascoli) e frutteti.

La mappa dell'uso del suolo ottenuta da [*Corine Land Cover* 2006] è rappresentata in fig. 5.7.

I tipi di suolo nel bacino di Vermigliana variano in dipendenza dall'altitudine, dall'esposizione dei versanti e dalla vegetazione. L'elevazione di

5.1. DESCRIZIONE DEL SITO

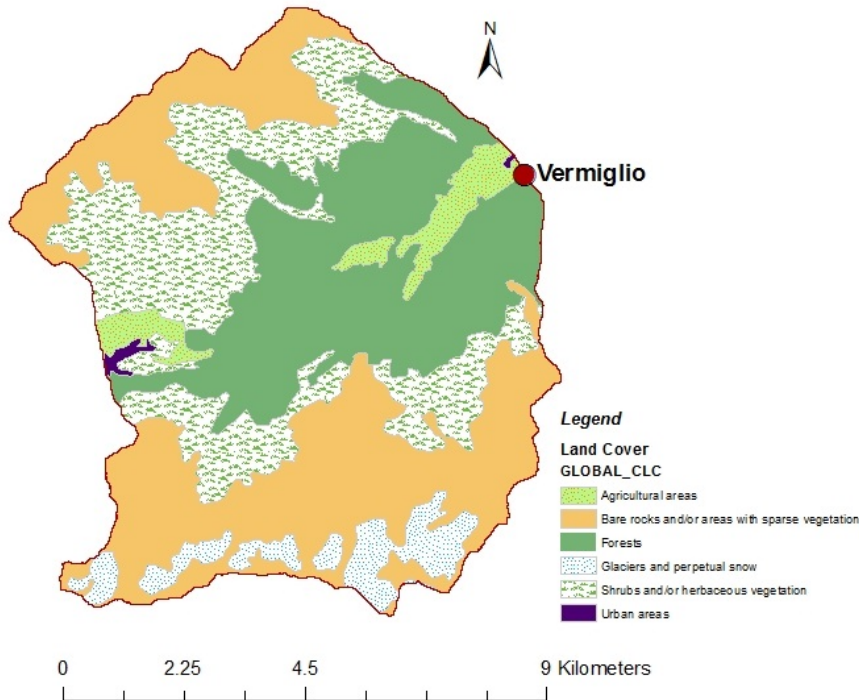


Figura 5.7: Mappa dell'uso del suolo nel bacino di Vermigliana

1900 – 2100 m s.l.m. rappresenta una soglia per le proprietà pedologiche [Aberegg et al., 2009].

Ad alta quota la copertura del suolo può essere discontinua, con degli affioramenti di roccia nuda. Il principale tipo di suolo alle quote sopra i 2000 m s.l.m. è *Umbric Leptosol*. Sui versanti esposti al sud sono presenti anche *Enti-Umbric Podzols*. *Leptosols* occupano la maggior parte del bacino e sono i suoli poco evoluti, con basso contenuto organico e alto contenuto dei materiali grossolani. In WRB [Costantini et al., 1999] i *Leptosols* sono definiti come i suoli che hanno la profondità molto bassa e poggiano sulla roccia continua o sui materiali con carbonato di calcio equivalente maggiore del 40% alla profondità di 25 cm dalla superficie. Si trovano prevalentemente ad alta quota, nelle regioni con il clima freddo ed elevate precipitazioni annue. I *Podzols* ad alta quota, nonostante abbiano lo spessore sottile, hanno il contenuto organico più alto.

Tabella 5.2: Caratteristiche dei suoli nel bacino di Vermigliana [Aberegg et al., 2009]

| Tipo di suolo (WRB) | Profondità del suolo [cm] | Spessore del Topsoil [cm] |
|--|---------------------------|---------------------------|
| <i>Umbric Leptosols</i> & <i>Enti-Umbric Podzols</i> | 0 – 30 | 4 – 9 |
| <i>Cambisols</i> | 10 – 30 | 9.5 – 19 |
| <i>Enti-Umbric Podzols</i> | 30 – 50 | 3 – 12 |
| | 50 – 70 | 7 – 20 |

La fascia tra 1400 e 1900 m s.l.m. è caratterizzata dalla presenza dei *Dystric* e *Dystric-Chromic Cambisols* e *Episkeletic Podzols*. I *Cambisols* sono i suoli evoluti sulla roccia silicata, principalmente in climi freddi e umidi e sotto la vegetazione erbosa ed arbustiva.

Nella zona del fondovalle si presentano *Dystric* e *Dystric-Chromic Cambisols* e *Enti-Umbric Podzols*. Sotto la vegetazione forestale tali suoli hanno il contenuto organico e lo spessore più alto.

Le caratteristiche dei gruppi principali dei suoli sono riportate in tabella 5.2.

5.1.3 Caratteristiche climatiche e idrologiche

Il clima è il risultato dell'azione combinata di un insieme di fattori che agiscono a diverse scale. I fattori principali che definiscono il macroclima della regione sono i seguenti: la vicinanza ai corpi d'acqua, le fonti d'aria umida, la corrente dominante occidentale d'aria umida dall'atlantico, la vicinanza della zona continentale europea, fonte di masse d'aria fredda.

Data la complessa orografia della zona, i vari aspetti climatici dipendono non solo dalla dinamica generale, ma anche dei fattori locali (es. l'altitudine, l'esposizione, la copertura del suolo). In generale, il clima dell'alta Val di Sole è montano, caratterizzato dalle estati brevi e fresche e dagli inverni lunghi e rigidi, con le precipitazioni nevose abbondanti.

Nel bacino di Vermigliana possono essere distinti le seguenti zone climatiche:

5.1. DESCRIZIONE DEL SITO

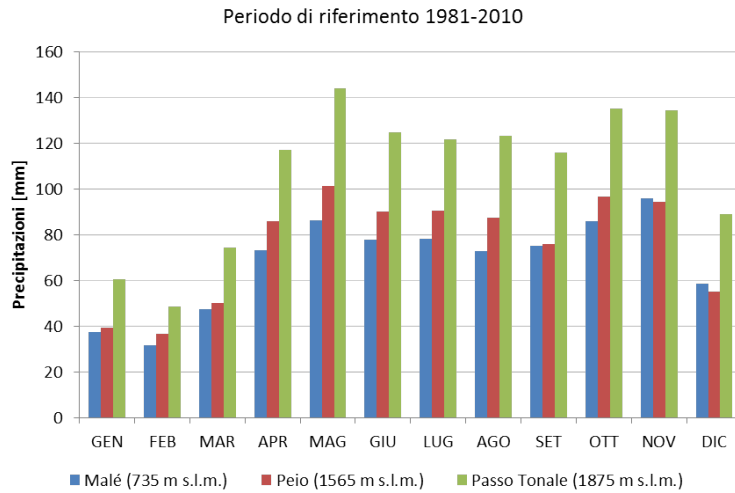


Figura 5.8: Precipitazioni medie mensili nella zona del bacino di Vermigliana

- il fondovalle e i versanti fino ai 1400 m s.l.m. sono caratterizzati dal clima *temperato fresco*;
- la fascia compresa tra i 1400 e 2200 m s.l.m. dimostra le caratteristiche del clima *temperato freddo*;
- le zone estese sopra i 2200 m s.l.m. sono interessate dal clima *freddo*.

I criteri, relativi ai tipi climatici sopra indicati, sono riportati in tabella 5.3. Nella zona del bacino di Vermigliana si manifestano i seguenti effetti:

Tabella 5.3: Caratteristiche termiche delle zone climatiche presenti nel bacino di Vermigliana

| Clima | Temperatura media [$^{\circ}C$] | | | Escursione termica annua [$^{\circ}C$] |
|------------------|-----------------------------------|---------------------|--------------------|--|
| | annua | del mese più freddo | del mese più caldo | |
| Temperato fresco | 6...9,9 | 0...-3 | 15...19,9 | 18...20 |
| Temperato freddo | 3...5,9 | < -3 | 10...14,9 | 16...19 |
| Freddo | < 3 | < -6 | < 10 | 15...18 |

CAPITOLO 5. CASO DI STUDIO: BACINO DEL TORRENTE VERMIGLIANA

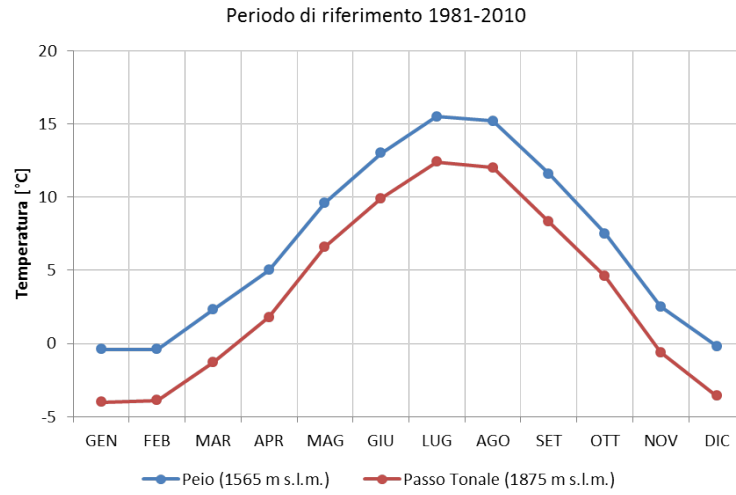


Figura 5.9: Temperature medie mensili nella zona del bacino di Vermigliana

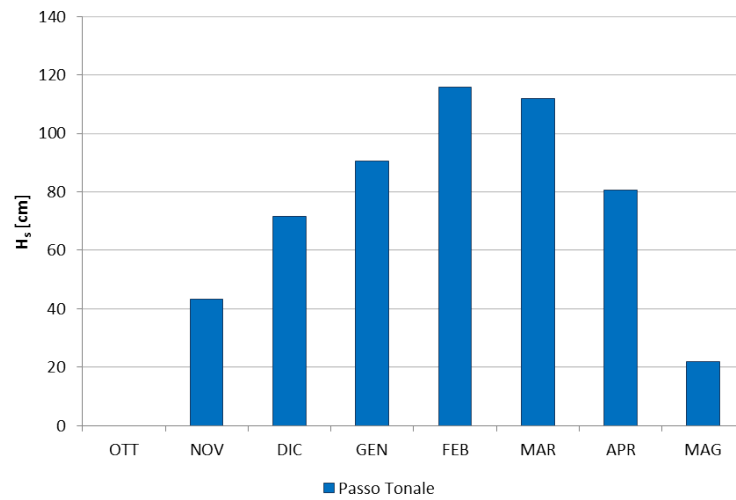


Figura 5.10: Altezze medie della neve al suolo nel bacino di Vermigliana relativa al periodo 2005-2010

5.2. DISCRETIZZAZIONE E PARAMETRI DEL MODELLO

- Le precipitazioni presentano un minimo invernale e due massimi in primavera e in autunno. I valori annui tendono ad aumentare con l'altitudine, superando i 1000 mm (fig. 5.8);
- I mesi più caldi sono luglio e, con una modesta differenza, agosto in tutta la zona, invece il mese più freddo è gennaio nel fondovalle e febbraio ad alta quota. I valori termici medi decrescono con la quota (fig. 5.9);
- La direzione e la velocità del vento possono essere diverse nel fondovalle e nelle zone alte;
- la presenza del manto nevoso nel periodo tra novembre e maggio (fig. 5.10). La durata della permanenza della neve aumenta con l'altitudine e varia dai 30-50 giorni alla quota 1000-1500 m s.l.m. ai 270 giorni sopra i 2600 m s.l.m.

Il regime idrologico di Vermigliana è tipicamente alpino, con forti e brusche variazioni di portata. Il periodo di magra si verifica durante l'inverno. L'aumento delle portate è causato dallo scioglimento nivale e dalla fusione dei ghiacciai in primavera e all'inizio dell'estate. L'idrogramma relativo all'anno 2010 è riportato in fig. 5.11.

5.2 Discretizzazione e parametri del modello

Il modello CATHY richiede la disponibilità di un adeguato database che include:

- registrazioni dei dati meteorologici (es. precipitazioni, temperature, umidità dell'aria e velocità del vento) a scala temporale oraria in diverse stazioni meteorologiche posizionate all'interno o in vicinanza del bacino;
- registrazione delle portate a scala temporale oraria nella sezione di controllo a Vermiglio;
- modello digitale del terreno ottenuto a partire dalle immagini satellitari disponibili (LiDAR).

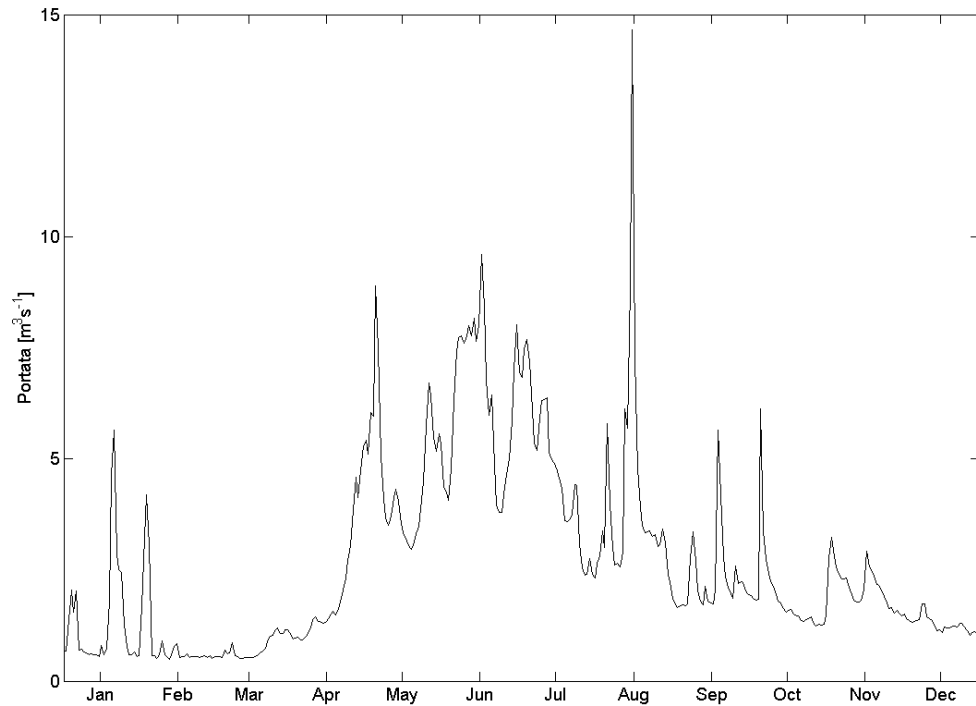


Figura 5.11: Portata osservata a Vermiglio nell'anno 2010

La caratterizzazione strutturale consiste in definizione di una configurazione ottimale dei seguenti parametri:

- struttura della mesh 2D e 3D;
- geometria idraulica superficiale;
- caratteristiche idrauliche del suolo;
- input atmosferico;
- condizioni iniziali e al contorno.

5.2.1 Struttura della mesh

Per una modellazione più realistica è importante una conoscenza più accurata della topografia del sito e una corretta definizione dei confini del bacino

5.2. DISCRETIZZAZIONE E PARAMETRI DEL MODELLO

in esame. La mesh bi- e tridimensionale viene definita sulla base del modello digitale del terreno (DTM) LiDAR alla risoluzione spaziale di 10×10 m fornito dalla Provincia Autonoma di Trento [*Portale Geocartografico Trentino*]. Per ridurre i costi computazionali, soprattutto alla fase iniziale delle simulazioni, la risoluzione del DTM è stata aumentata fino ai 150×150 m per il bacino di Vermigliana, tramite operazioni di media a partire dal DTM 10×10 .

Il dominio subsuperficiale è stato ottenuto a partire dalle celle del DTM, i cui nodi sono stati riprodotti ai livelli inferiori, i quali rappresentano i confini tra gli strati del terreno. Viste le caratteristiche geomorfologiche del bacino di Vermigliana, il quale presenta uno spessore del suolo piuttosto esiguo nei versanti ad alta quota con tendenza ad aumentare verso la valle, è stata scelta la configurazione del dominio sotterraneo con la profondità variabile ad ogni cella e il valore ZRATIO applicato ad ogni strato. La mesh 3D rappresenta i 10 strati con la profondità totale che varia tra 1 e 40 metri (fig. 5.12). Le caratteristiche strutturali della mesh sono riportate in tabella 5.4.

Tabella 5.4: Caratteristiche strutturali delle mesh 2D e 3D nel bacino di Vermigliana

| | |
|---|--|
| Area del bacino [km^2] | 78.95 |
| Risoluzione del DTM [m] | 150×150 |
| Numero delle celle in 2D mesh | 3509 |
| Numero dei nodi in 2D mesh | 3675 |
| Numero dei nodi in 3D mesh | 40425 |
| Numero dei tetraedri in 3D mesh | 210540 |
| Numero degli strati | 10 |
| Spessore del suolo [m] | 1.0 ... 40.0 |
| Spessore degli strati (in % dello spessore del suolo, dall'alto verso il basso) | 0.25, 0.25, 0.25, 0.50, 1.25, 2.50, 5.00, 15.00, 37.50, 37.50 |

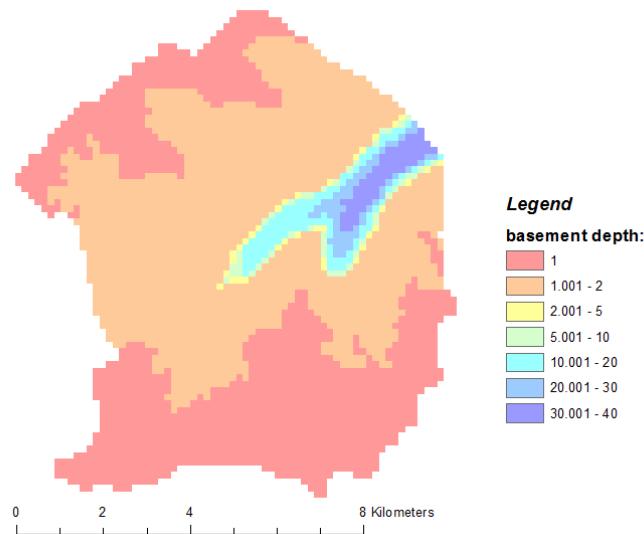


Figura 5.12: Profondità del basamento nel bacino di Vermigliana

5.2.2 Geometria idraulica superficiale

La rete di drenaggio per ciascun bacino in esame è stata estratta dal DTM mediante l'applicazione del *preprocessing* di CATHY. Il metodo e la soglia utilizzata per l'estrazione sono state scelte in modo tale da riprodurre in maniera soddisfacente l'idrografia desunta dalla carta tecnica regionale (CTR) a scala 1: 25000.

I coefficienti di scabrezza di Gauckler-Strickler sono stati assunti basandosi sugli studi precedenti [Abrahams et al., 1996; Parsons et al., 1994] e reimpostati poi dopo le prime prove di calibrazione. Alcuni parametri della geometria idraulica sono stati assegnati nel modo seguente:

- l'area di riferimento a monte per la rete dei canali è uguale all'area del bacino;
- *rivulet spacing* è pari alla dimensione della cella di 2D mesh;
- le esponenti y' e y'' sono state poste uguali rispettivamente a 0.20 e 0.30 sia per i versanti, sia per i canali.

Gli altri parametri considerati nel modello possono essere visionati in tabella 5.5.

5.2. DISCRETIZZAZIONE E PARAMETRI DEL MODELLO

Tabella 5.5: Parametri della geometria idraulica superficiale per il bacino di Vermigliana

| | |
|--|--------|
| Metodo di estrazione della rete di drenaggio | D8-LTD |
| Fattore di memoria λ | 1.0 |
| Metodo di individuazione dei canali | A_t |
| Soglia [m^2] | 300000 |
| Versanti: | |
| $W(A_s, 1)$ [m] | 40.0 |
| b' | 0.33 |
| b'' | 0.50 |
| $k_S(A_s, 1)$ [$m^{1/3}s^{-1}$] | 1.0 |
| Canali: | |
| $W(A_s, 1)$ [m] | 10.0 |
| b' | 0.26 |
| b'' | 0.50 |
| $k_S(A_s, 1)$ [$m^{1/3}s^{-1}$] | 20.0 |

5.2.3 Caratteristiche idrauliche del suolo

Le proprietà idrauliche del suolo vengono determinate durante le prove di calibrazione e l'analisi della sensibilità del modello alla variazione dei parametri principali.

Le prime simulazioni, data la mancanza delle informazioni dettagliate delle proprietà idrauliche, sono state eseguite assumendo i valori generici della conducibilità idraulica pari a 10^{-5} m/s, come è indicato nel Paragrafo 5.1.1.

Per descrivere le proprietà del suolo insaturo sono state applicate le relazioni di van Genuchten (si veda la Sezione 3.1). Il suolo nel bacino di Vermigliana descritto nella Sezione 5.1.2 è caratterizzato dalla tessitura limoso-argillosa o sabbioso-argilloso limosa. Ai parametri della curva di ritenzione sono stati assegnati i valori generici relativi alla tessitura. Le curve di ritenzione utilizzate nella calibrazione del modello di Vermigliana sono riportate in fig. 5.13.

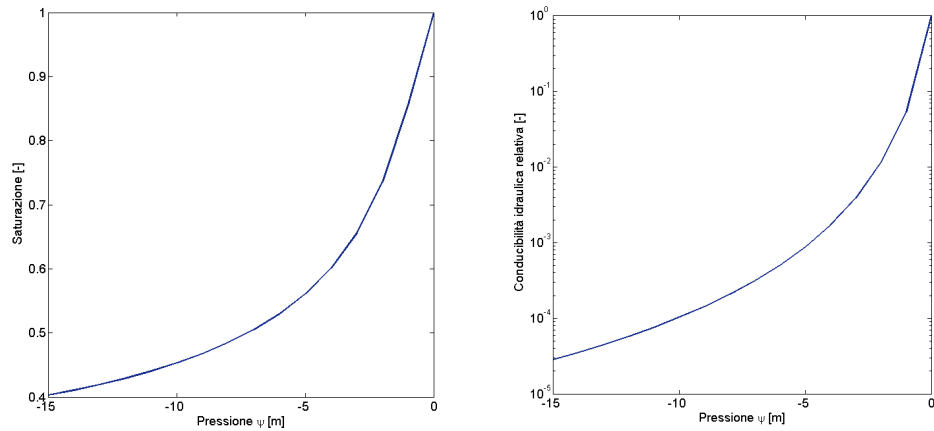


Figura 5.13: Curve di ritenzione

Tabella 5.6: Caratteristiche del dominio sotterraneo nel bacino di Vermigliana

| | |
|--|---------------------------|
| Conducibilità idraulica a saturazione K_s [ms^{-1}] | 8×10^{-6} |
| Coefficiente di immagazzinamento elastico S_s [m^{-1}] | 5×10^{-3} (1-10) |
| Porosità φ [-] | 0.55 (1-3), 0.5 (4-10) |
| Parametri della curva di ritenzione: n [-], ψ_s [m], θ_r | 1.5, -1.19, 0.09 |

Le caratteristiche idrauliche del suolo considerate nel modello sono riportate in tabella 5.6.

5.2.4 Input atmosferico

La forzante atmosferica si presenta come il flusso atmosferico netto, ossia la differenza tra le precipitazioni e l'evapotraspirazione potenziale. I dati meteorologici a scala oraria relativi al periodo di studio sono stati forniti da [Metetrentino] e da [ARPA Lombardia]. L'elenco delle stazioni con indicazione delle serie delle precipitazioni e delle temperature disponibili è riportato in tabella 5.7. I dati dell'umidità relativa e della velocità del vento usati per

5.2. DISCRETIZZAZIONE E PARAMETRI DEL MODELLO

la stima di evapotraspirazione sono stati disponibili solo nella stazione Passo Tonale.

Tabella 5.7: Stazioni meteorologiche considerate per la stima dell'input atmosferico

| Stazione | Quota [m s.l.m.] | Temperatura [°C] | Precipitazione [mm] |
|-------------------------------|----------------------------|----------------------------|-------------------------------|
| Passo Tonale (TN) | 1875 | ✓ | ✓ |
| Cogolo Pont (Centrale) (TN) | 1190 | ✓ | ✓ |
| Mezzana (TN) | 905 | ✓ | ✓ |
| Malé (TN) | 720 | ✓ | ✓ |
| Pian Palù (Diga) (TN) | 1800 | ✓ | ✓ |
| Careser (Diga) (TN) | 2600 | ✓ | ✓ |
| Monte Groste (TN) | 2262 | ✓ | ✓ |
| Tres (TN) | 838 | ✓ | ✓ |
| Val di Genova (O.P.Enel) (TN) | 900 | ✓ | ✓ |
| Cima Presena (TN) | 3015 | ✓ | |
| Case Pirlì (BS) | 1660 | ✓ | ✓ |
| Pantano D'Avio (BS) | 2100 | ✓ | ✓ |
| Forni di Sopra (SO) | 2118 | ✓ | ✓ |
| S.Caterina (Val Furva) (SO) | 1780 | ✓ | ✓ |
| S.Giacomo (BS) | 1728 | ✓ | ✓ |
| Bormio (SO) | 1225 | ✓ | ✓ |

Nel bacino di Vermigliana è nota la variabilità dei parametri meteorologici legata all'orografia e all'altitudine. Per fornire i dati dell'input atmosferico, le piogge e le temperature sono stati interpolati con il metodo di kriging universale (si veda la Sezione A.1). L'intervallo tra due eventi di pioggia indipendenti consecutivi è stato stimato in 11 ore [Dunkerley, 2008].

L'evapotraspirazione potenziale è stata stimata con il metodo di Penman-Monteith descritto nella Sezione A.2. Alcuni esempi della distribuzione spaziale delle precipitazioni e dell'evapotraspirazione sono riportati nelle figure 5.14 e 5.15.

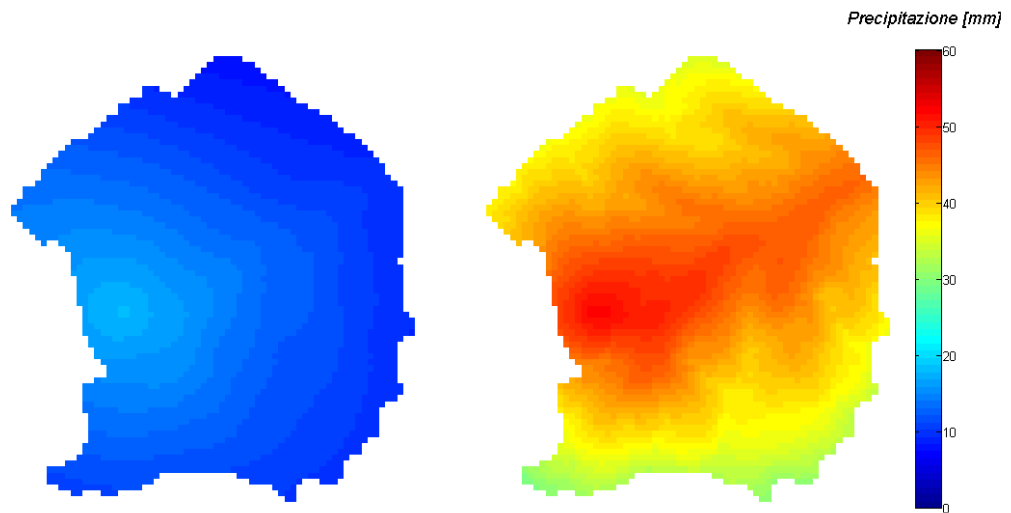


Figura 5.14: Distribuzione spaziale delle piogge cumulate: eventi del 02-03 agosto 2010 (a sinistra) e del 04-06 agosto 2010 (a destra)

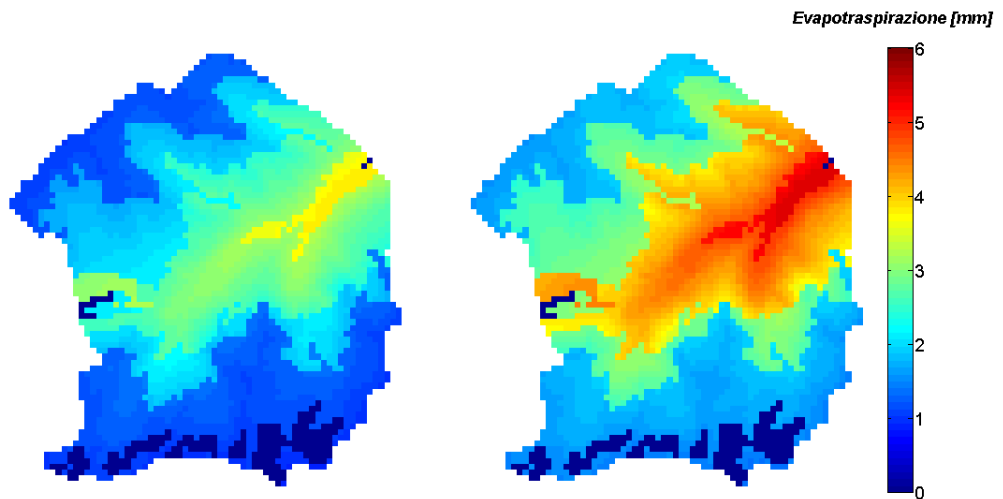


Figura 5.15: Evapotraspirazione potenziale giornaliera stimata il 06/08/2010 (a sinistra) e il 07/08/2010 (a destra)

5.2.5 Condizioni iniziali e al contorno

Le condizioni iniziali hanno un ruolo importante sulla risposta simulata dal modello. In CATHY le condizioni iniziali vengono imposte in termini di carico di pressione (ψ) assegnato ai nodi del dominio. Le possibilità con cui esse possono essere imposte sono seguenti:

- condizione iniziale uniforme, quando a tutti i nodi viene assegnato un valore unico;
- condizione iniziale non uniforme che prevede un valore per ogni nodo;
- carico di pressione $\psi = 0$ (o $\psi \geq 0$ nel caso di ponding) che viene usato per il calcolo dell'equilibrio idrostatico saturo;
- carico di pressione per l'equilibrio idrostatico parzialmente saturo, quando viene specificata la posizione della falda.

Le condizioni al contorno, che possono essere imposte come input, sono i flussi tra tutti i bordi del dominio, eccetto la superficie (condizioni al contorno di Neumann) e i carichi di pressione assegnati ai nodi (condizioni al contorno di Dirichlet). Di default, le condizioni al contorno di Dirichlet e di Neumann iniziali in CATHY sono poste uguali a zero.

Per ottenere una condizione iniziale ottimale sono state effettuate numerose prove, poiché non sono disponibili le misure piezometriche sufficienti nell'area del bacino. L'unica informazione disponibile è il livello della falda pari ai 10 m nei pressi di Vermiglio.

5.3 Calibrazione del modello

La calibrazione del modello è stata effettuata attraverso la taratura dei parametri principali che caratterizzano il dominio sotterraneo e superficiale.

Nelle simulazioni preliminari sono stati usati i parametri generici, che possono essere attribuiti sulla base delle caratteristiche geologiche, geomorfologiche e pedologiche del bacino, con lo scopo di trovare una combinazione dei numerosi parametri più coerente con lo stato reale.

5.3.1 Simulazioni preliminari

Inizialmente è stato simulato il drenaggio per gravità per ottenere una condizione iniziale a partire dalla saturazione completa e da quella parziale, assegnando come l'input atmosferico l'evapotraspirazione quasi nullo, pari a 10^{-20} mmh⁻¹. Raggiunte le portate pari a quelle osservate all'inizio del periodo di un evento in esame, i valori di pressione venivano imposti come condizione iniziale. I risultati ottenuti con questo modo di procedere non hanno fornito valori ritenuti sufficientemente accurati.

Un'altra tecnica per raggiungere una condizione iniziale è lo *spin up*, che consiste nella ripetizione dello stesso periodo per alcuni cicli. Il senso dell'applicazione dello spin up è nel raggiungimento delle condizioni di periodicità, quando il sistema non dipende più dalla condizione iniziale assegnata. In questo modo è possibile assegnare una condizione iniziale satura o parzialmente satura per lo spin up, ipotizzando che questa non influisca sulla risposta dopo alcuni cicli.

Per la calibrazione sono stati scelti i periodi estivo ed autunnale di 2010.

5.3.2 Sensibilità del modello ai parametri

Nel corso di calibrazione del modello è stata effettuata l'analisi di sensibilità del modello alla variazione dei parametri principali, i quali rappresentano le proprietà idrauliche del suolo e della geometria superficiale. Variando un parametro alla volta, è stata analizzata la risposta del modello alla variazione fatta.

Conducibilità idraulica alla saturazione

In generale, l'aumento della conducibilità idraulica conduce ad un aumento della capacità di infiltrazione nel bacino. L'aumento valori più alti di K_s portano alla diminuzione dei picchi di portata e all'aumento del deflusso di base. E viceversa, nel caso in cui K_s sia inferiore, l'idrogramma rappresenta i picchi più alti e la portata di base più bassa rispetto alla risposta alla K_s di base (fig. 5.16).

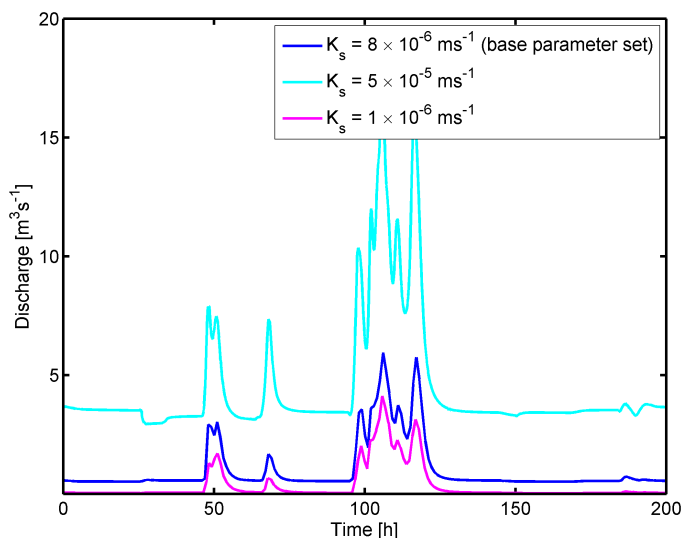


Figura 5.16: Sensibilità del modello alla variazione della conducibilità idraulica a saturazione

Porosità e coefficiente di immagazzinamento

L'aumento di porosità ϕ porta all'aumento della capacità di immagazzinamento del mezzo poroso, attenuando i picchi delle portate e, in modo meno notevole, il deflusso di base (fig. 5.17). Aumentando S_s , l'idrogramma viene traslato verso l'alto, che significa l'aumento del deflusso in generale. E viceversa, l'abbassamento del coefficiente di immagazzinamento porta alla diminuzione delle portate (fig. 5.18).

Parametri del deflusso superficiale

La variazione dei parametri del deflusso superficiale porta alla variazione dei tempi di risposta alla forzante idrologica. L'aumento di K_{GS} porta alla risposta più rapida, aumentando i picchi della portata. I valori di K_{GS} più bassi, viceversa, allungano la risposta idrologica e abbassando le portate dei picchi. La risposta alle variazioni dei coefficienti di Gauckler-Strickler dei canali è più forte rispetto alla risposta alla variazione di K_{GS} dei versanti (fig. 5.19).

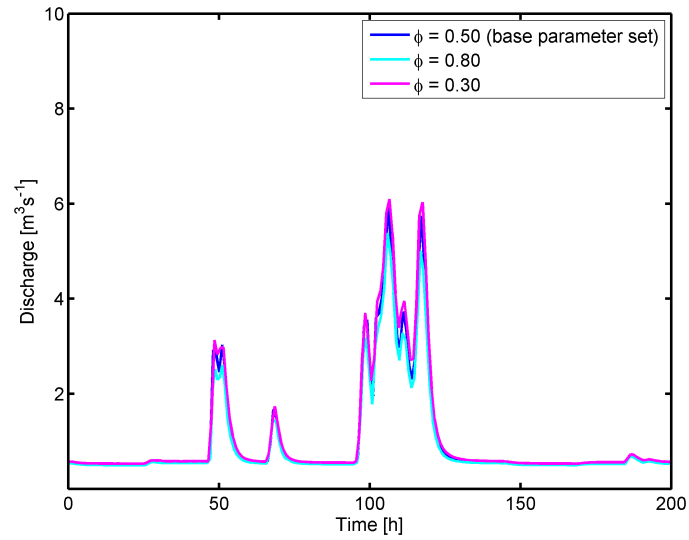


Figura 5.17: Sensibilità del modello alla variazione della porosità

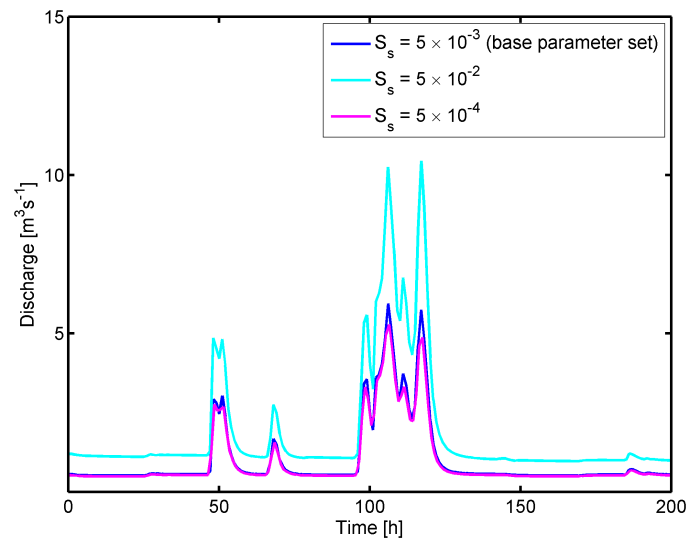
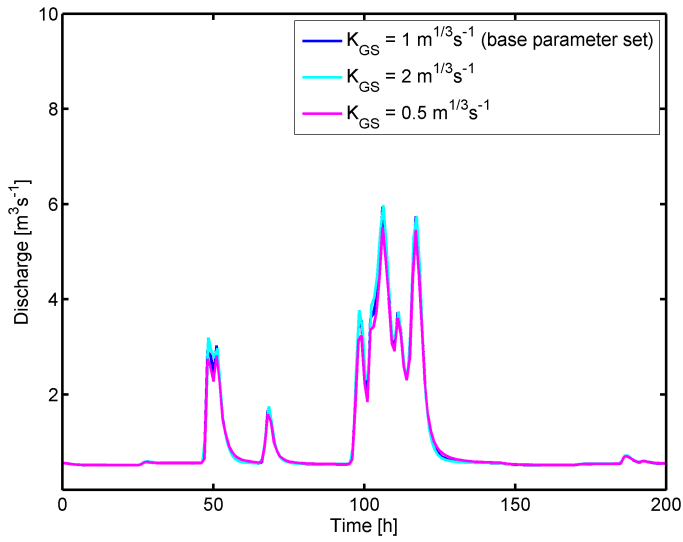
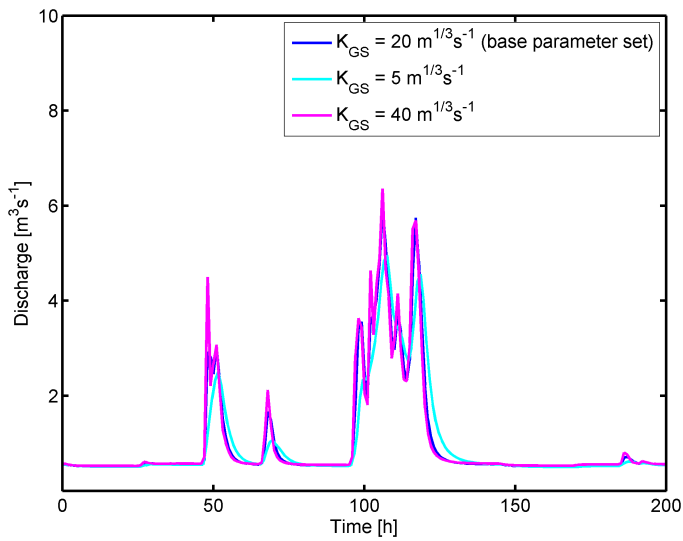


Figura 5.18: Sensibilità del modello alla del coefficiente dell'immagazzinamento elastico

5.3. CALIBRAZIONE DEL MODELLO



(a)



(b)

Figura 5.19: Sensibilità del modello alla variazione dei coefficienti di Gauckler-Strickler dei versanti (5.19a) e dei canali (5.19b)

5.3.3 Validazione del modello

Il modello è stato calibrato attraverso la taratura dei parametri sotterranei K_s , ϕ , S_s e dei parametri di resistenza di Gauckler-Strickler K_{GS} . Sono state effettuate numerose prove con l'obiettivo di riprodurre la portata osservata presso la stazione di misura durante agosto e settembre 2010.

La mancanza quasi totale di dati relativi al sottosuolo determina un'incertezza importante sui risultati della calibrazione. Per questo motivo si è deciso di mantenere i valori calibrati della conducibilità idraulica all'interno dell'intervallo stimato dagli studi geologici descritti precedentemente, a scapito dell'accuratezza delle portate simulate alla stazione di Vermiglio.

In fig. 5.20 è rappresentato l'evento di calibrazione di 05-08 agosto 2010, simulato dopo 30 giorni di drenaggio con la forzante atmosferica stimata per il periodo estivo precedente all'evento. Si può notare che la risposta a precipitazioni di piccola intensità è molto più accentuata e rapida rispetto all'idrogramma osservato.

Visti gli scopi del presente studio, relativi all'analisi della dinamica della fase di recessione dell'idrogramma di piena, si assume che complessivamente l'accuratezza fornita dal modello sia sufficiente per pervenire a risultati significativi.

5.4 Applicazione del modello per l'analisi di ADN

5.4.1 Test di drenaggio

Il test effettuato al fine di studiare la dinamica delle aree sature connesse che contribuiscono direttamente alla rete di drenaggio è stato organizzato in modo da poter validare il modello proposto da [Biswal et al., 2010]. Nel bacino di Vermigliana è stato simulato un drenaggio libero di 90 giorni a partire dalla condizione iniziale di saturazione completa. L'evapotraspirazione durante tutto il periodo di simulazione è stata posta uguale a 10^{-20} . In tal modo l'unico fattore, che determina l'idrogramma simulato alla sezione di chiusura, è il deflusso sotterraneo. Le zone sature connesse sono definite per ogni passo temporale come è descritto in Sezione 3.4.

5.4. APPLICAZIONE DEL MODELLO PER L'ANALISI DI ADN

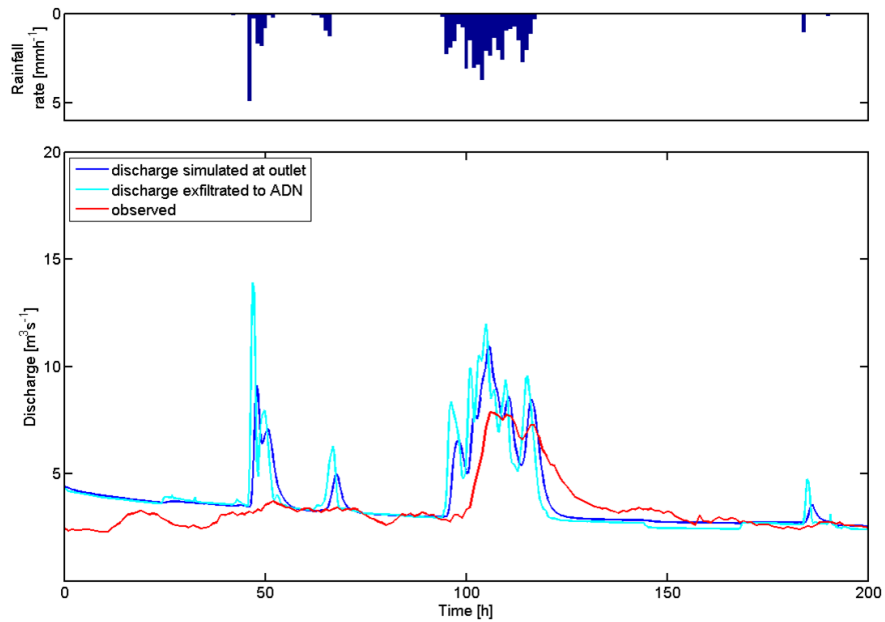


Figura 5.20: Validazione del modello sul bacino di Vermigliana: confronto tra idrogrammi simulato e osservato durante l'evento di 05-08 agosto 2010

Il test scelto ha i seguenti obiettivi:

1. determinare i processi (espressi in termini dei flussi attuali nel modello) che hanno luogo nelle zone sature connesse durante la fase di recessione nel caso della morfologia complessa di un bacino naturale. Lo scenario tipico (si vede la Sezione 3.3 per la descrizione degli scenari) è l'evapotraspirazione e l'esfiltrazione.
2. verificare se la quantità d'acqua esfiltrata al tempo t in ADN sia l'unico fattore che definisce la risposta alla sezione di chiusura. Nel caso dell'evapotraspirazione quasi nulla, l'esfiltrazione dovrebbe contribuire completamente al deflusso.

I risultati della simulazione sono rappresentati in fig. 5.15. Rispetto al caso della morfologia semplificata, in un bacino naturale con la morfologia complessa si nota una importante presenza di zone sature non connesse alla rete. La saturazione delle zone non connesse è dovuta alle concavità e alle pendenze locali del DTM. Processi di re-infiltrazione sono dunque presenti nella dinamica dei versanti, talchè l'acqua esfiltrata nelle zone non connesse viene reinfiltrata in un momento successivo contribuendo quindi in maniera importante alla formazione del deflusso superficiale. La separazione di tali contributi non è banale, richiedendo la determinazione dell'età delle particelle di acqua che formano i diversi deflussi, e quindi un approccio di tipo «particle tracking» per poter seguire dinamicamente la storia e il percorso completo dell'acqua di precipitazione.

Tuttavia, si considera che il calcolo dei deflussi sulla ADN sia sufficientemente accurato per gli scopi della presente tesi. A dimostrazione di questo assunto, si riporta l'idrogramma della portata esfiltrata nella rete dinamica a confronto con l'idrogramma simulato alla sezione di chiusura (fig. 5.22). Il picco di portata esfiltrata è più alto rispetto alla portata massima simulata alla chiusura, la quale ritarda per il tempo stimato come il tempo di corrivazione. Nonostante queste differenze, l'errore tra i volumi cumulati non supera 1 – 1.5%, valore considerato accettabile.

5.4. APPLICAZIONE DEL MODELLO PER L'ANALISI DI ADN

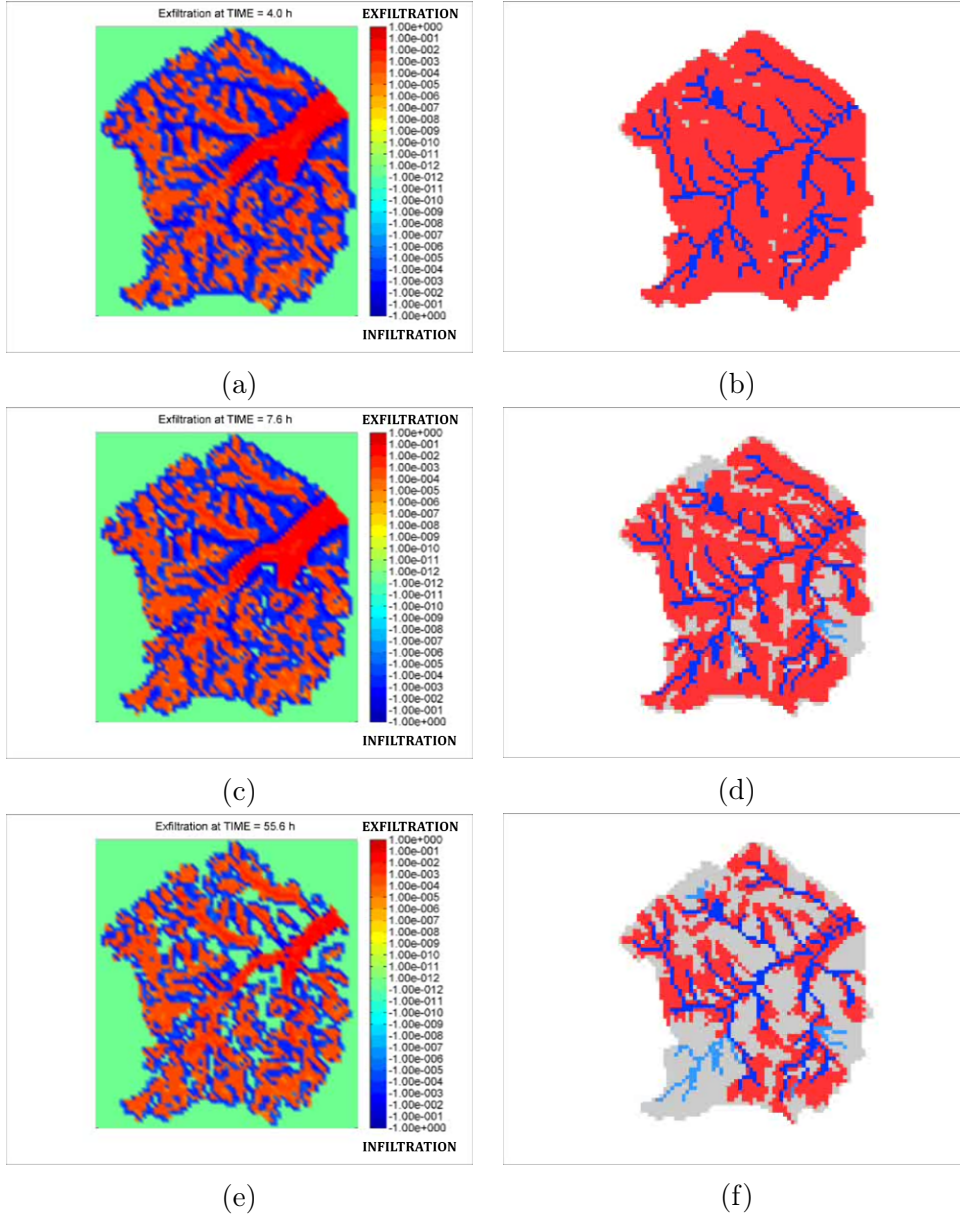


Figura 5.21: I pattern del deflusso esfiltrato in ADN (5.21a),(5.21c),(5.21e) e delle relative zone saturate connesse alla rete di drenaggio (5.21b),(5.21d),(5.21e). In rosso è indicata ADA, in blu scuro è rappresentata la rete di drenaggio attiva e in celeste sono i canali della rete non attivi

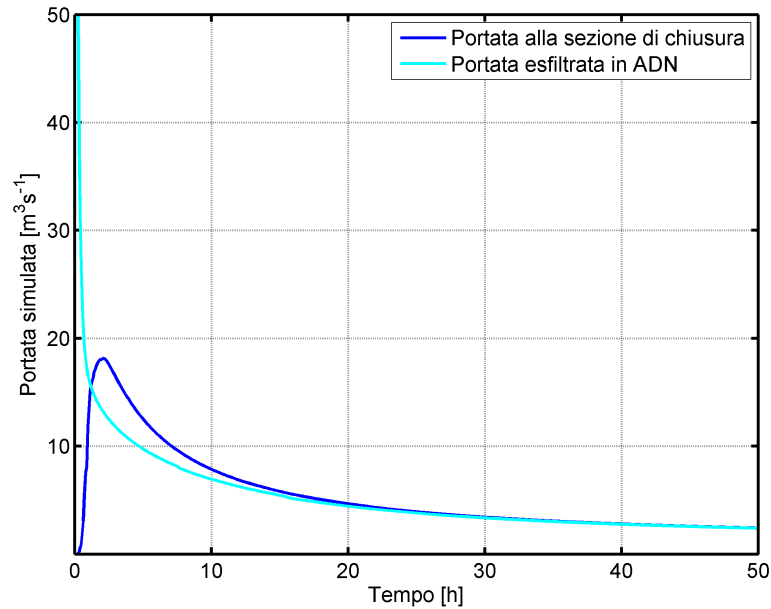


Figura 5.22: Portata simulata alla sezione di chiusura (in blu) e il flusso di esfiltrazione calcolato sui nodi di ADA (in celeste)

Analisi della recessione simulata

Nel test di drenaggio descritto sopra, è stata effettuata l'analisi delle recessione sia della portata simulata alla chiusura, sia di quella esfiltrata in ADN. Le due curve di recessione coincidono perfettamente (fig. 5.23), che dimostra la ragione della scelta di Q_{exf} nelle analisi.

La recessione geomorfologica è stata ottenuta sulla base dei dati estratti con la procedura di CATHY implementata. La relazione tra la portata e la lunghezza della rete è una legge di potenza con esponenti inferiori ad uno (fig. 5.24).

I parametri del modello delle curve di recessione geomorfologiche discusse in Capitolo 1, la portata per unità di lunghezza di ADN q e la celerità di desaturazione della rete c , dimostrano un carattere leggermente diverso da quello ipotizzato nella teoria delle curve di recessione geomorfologiche [Biswal et al., 2010]. In fig. 5.25 sono rappresentate le variazioni dei parametri nel tempo. Si può notare che i parametri ottenuti nella simulazione risultano

5.4. APPLICAZIONE DEL MODELLO PER L'ANALISI DI ADN

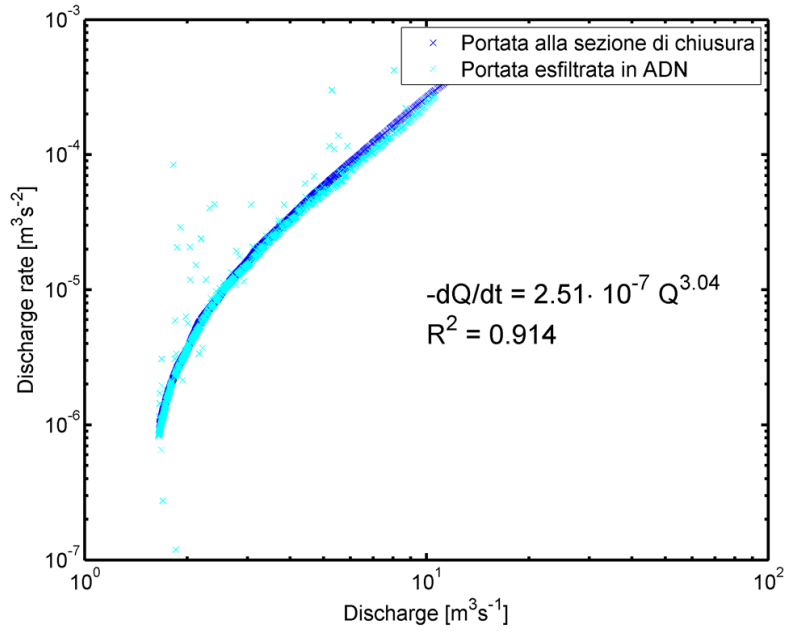


Figura 5.23: Curve di recessione simulate nel test di drenaggio

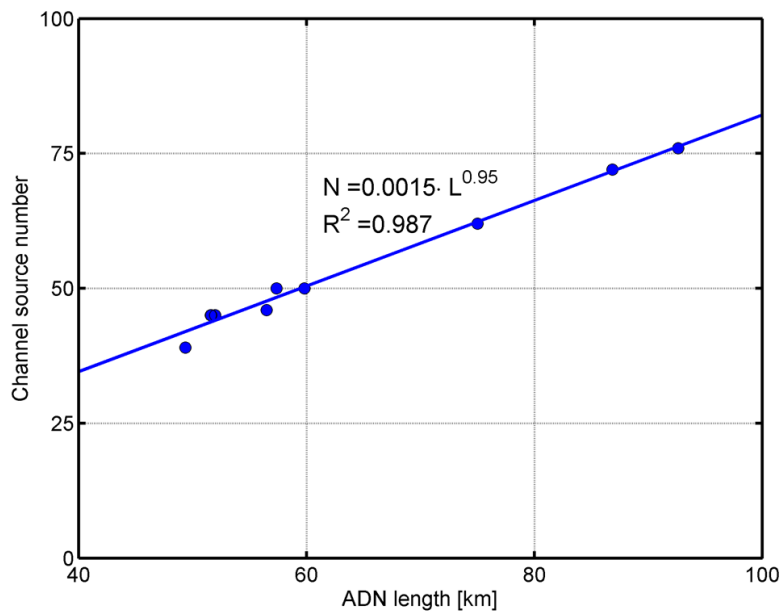


Figura 5.24: La curva di recessione geomorfologica simulata nel test di drenaggio

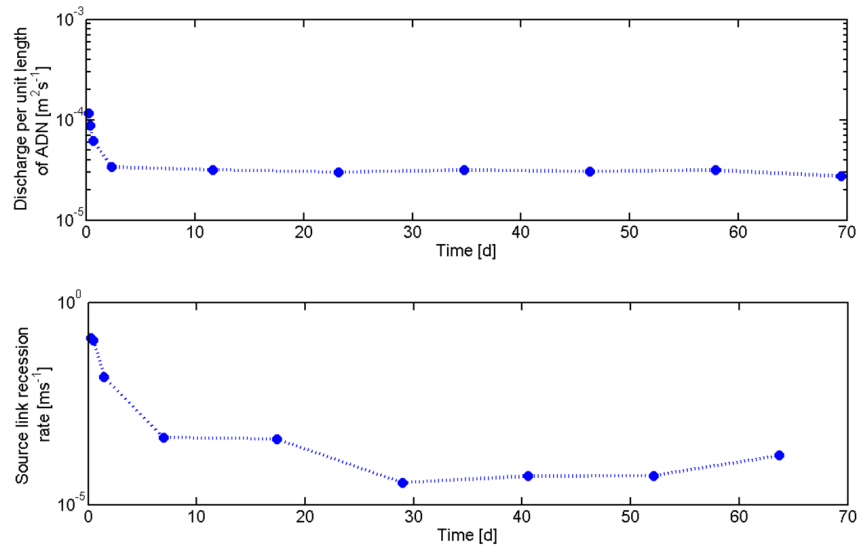


Figura 5.25: La portata per unità di lunghezza di ADN (sopra) e la celerità di desaturazione della rete di drenaggio (sotto)

variabili nel tempo, con la tendenza a stabilizzazione per tempi lunghi.

5.4.2 Simulazione dell'evento reale

Successivamente le analisi sono state ripetute anche nel caso della simulazione di una recessione osservata dopo l'evento di 04-06 agosto 2010. Le precipitazioni osservate sono state interpolate con il metodo di kriging (Sezione A.1) e l'evapotraspirazione potenziale è stata stimata con il metodo di Penman-Monteith (Sezione A.2), i pattern di cui sono riportati in fig. 5.14 e 5.15.

Per esaminare il comportamento dei parametri anche nello spazio, all'interno bacino della Vermigliana sono state individuate delle sezioni di misura della portata in corrispondenza ai rami degli affluenti principali della Vermigliana (fig. 5.26).

Le curve di recessione «tradizionali» e geomorfologiche definite per ogni sezione di chiusura interna sono rappresentate in fig. 5.27 e 5.28.

Le portate per unità di lunghezza di ADN e la celerità di desaturazione della rete sono rappresentate in fig. 5.29 e 5.30.

5.4. APPLICAZIONE DEL MODELLO PER L'ANALISI DI ADN

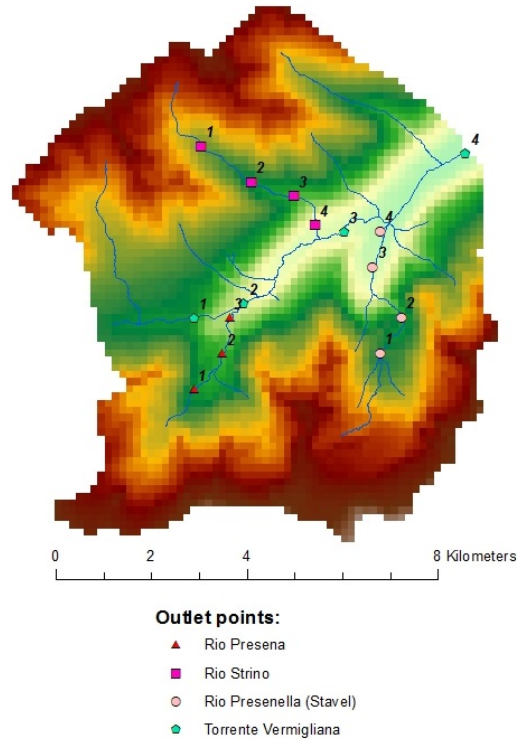


Figura 5.26: I punti di controllo dentro il bacino di Vermigliana

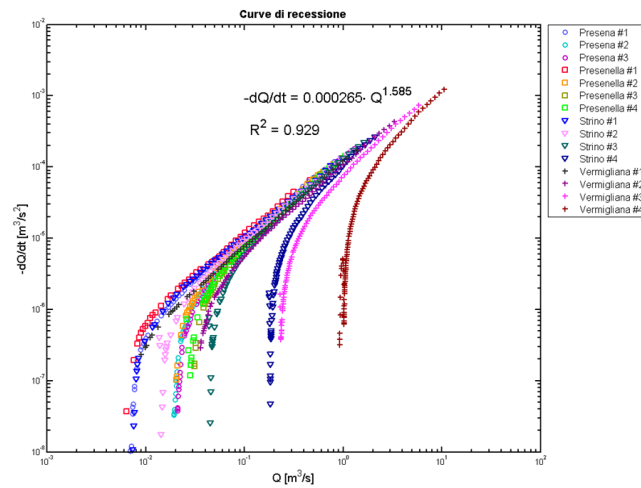


Figura 5.27: Le curve di recessione simulate dopo l'evento di pioggia 04-06 agosto 2010

CAPITOLO 5. CASO DI STUDIO: BACINO DEL TORRENTE VERMIGLIANA

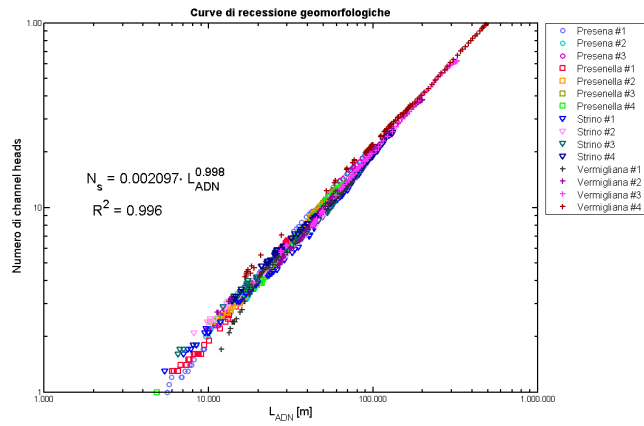


Figura 5.28: Le curve di recessione simulate dopo l'evento di pioggia 04-06 agosto 2010

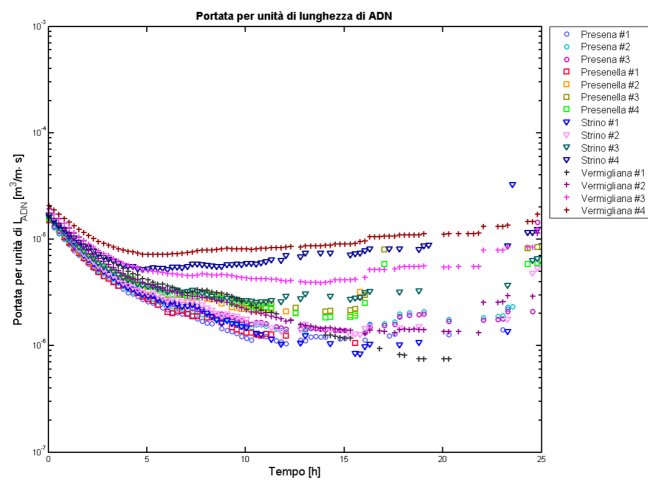


Figura 5.29: Le portate per unità di lunghezza di ADN calcolate ad ogni sezione di chiusura per la recessione dopo l'evento di pioggia 04-06 agosto 2010

5.4. APPLICAZIONE DEL MODELLO PER L'ANALISI DI ADN

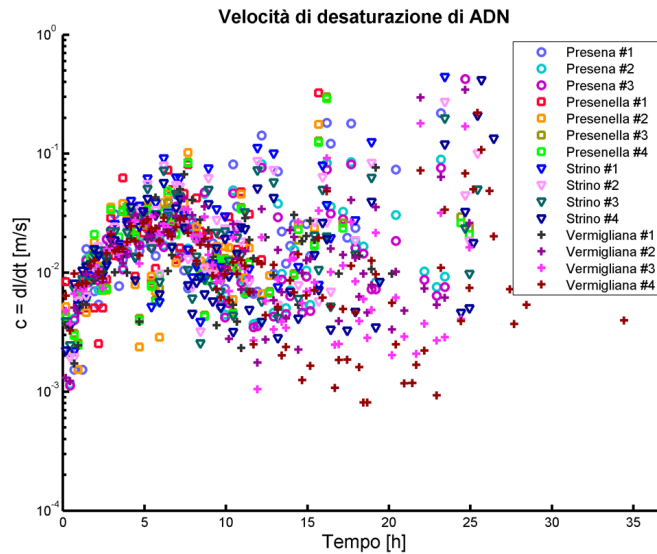


Figura 5.30: Celerità di desaturazione di ADN calcolata ad ogni sezione di chiusura per la recessione dopo l'evento di pioggia 04-06 agosto 2010

I parametri dimostrano le variazioni sia nel tempo, sia nello spazio. Le variazioni dei parametri dipendono dal fatto che all'inizio della recessione sono presenti le componenti del deflusso con diverse scale temporali (deflusso ipodermico). Le variazioni nello spazio sono legate alle condizioni morfologiche (es. le pendenze, la profondità del suolo). Inoltre, l'eterogeneità delle proprietà presenti nei bacini naturali ha un ruolo importante nella risposta idrologica e influenza i parametri q e c .

Capitolo 6

Conclusioni

La presente tesi si è articolata in varie attività di analisi di misure idrologiche e di modellazione, che forniscono un quadro complessivo dei processi che regolano la risposta di recessione nei bacini idrografici. In particolare, l'analisi della letteratura recente e, soprattutto, nuove analisi delle curve di recessione nel Fiume Fersina, hanno suggerito l'importanza del ruolo delle eterogeneità e delle condizioni di imbibizione del bacino all'inizio della fase di recessione. Per sviluppare uno strumento che permetta di indagare nel dettaglio tali fattori, la seconda parte del lavoro descritto in questa tesi ha riguardato dunque la modellazione spazialmente esplicita dei processi di trasporto saturo-insaturo a scala di bacino.

Nel complesso è possibile trarre alcune conclusioni e implicazioni finali:

- Lo studio della risposta di recessione in un bacino montano di media scala, quale quello del Fiume Fersina, ha evidenziato l'importante influenza dell'eterogeneità delle precipitazioni e, quindi, delle condizioni di saturazione del suolo sui caratteri delle curve di recessione. Tale ruolo è usualmente trascurato nella letteratura esistente, ma deve essere posto in conto, particolarmente in bacini di dimensioni maggiori delle scale caratteristiche di correlazione della precipitazione (ordine delle centinaia di km^2). Uno studio in condizioni controllate del ruolo delle eterogeneità può farsi con un modello numerico dettagliato, nel quale sia possibile monitorare nello spazio e nel tempo lo stato di imbibizio-

ne di un bacino e i diversi contributi alla formazione della portata di recessione.

- L'applicazione del modello di flusso saturo/insaturo CATHY dapprima ad un bacino sintetico, quindi al bacino montano del torrente Vermigliana mostra che la relazione tra portata e lunghezza della rete di drenaggio attiva è approssimabile con leggi di potenza con esponenti inferiori ad uno.
- Il confronto della portata che si exfiltra dal versante in prossimità della rete di drenaggio attiva con la portata fluente alla sezione di chiusura, mostra come il ritardo legato alla propagazione nella rete stessa possa non essere trascurabile. Tuttavia, le analisi delle curve di recessione sulla portata exfiltrata dalla rete di drenaggio attiva producono gli stessi risultati, in termini di esponente della legge di potenza, ottenuti dall'analisi della portata alla sezione di chiusura.
- La portata per unità di lunghezza della rete risulta variabile nel tempo, con tendenza ad una stabilizzazione per tempi lunghi.
- La celerità con la quale la rete di drenaggio attiva si desatura risulta sensibilmente dipendente dal tempo e, in minor grado, dallo spazio.

Tali conclusioni si riferiscono ovviamente ad un singolo caso applicativo e non possono dunque dichiararsi definitive. Tuttavia, la presente tesi ha stabilito dei risultati preliminari sui quali analisi più estese possono basarsi, e ha sviluppato procedure modellistiche di riferimento per l'indagine dei processi che sottendono la dinamica della risposta idrologica di recessione.

Appendice A

Approfondimenti teorici

A.1 Interpolazione spaziale dei dati meteorologici

I dati meteorologici (es. precipitazioni, temperatura e umidità d'aria, radiazione solare) hanno una notevole variabilità sia nel tempo, sia nello spazio.

Le variabili meteorologiche possono essere classificate come *variabili regionalizzate*. Il concetto delle variabili regionalizzate è stato introdotto da [Matheron, 1971]. Una variabile regionalizzata è una particolare realizzazione di una *funzione random* $\{Z(\mathbf{x}, \omega) : \mathbf{x} \in D, \omega \in \Omega\}$ (dove D è un dominio in un n -dimensionale spazio Euclideo e Ω rappresenta uno spazio campionario o insieme degli eventi) caratterizzata da due aspetti tra loro complementari:

- aspetto casuale che tiene conto delle irregolarità locali presentate dal fenomeno;
- aspetto strutturale che riguarda le caratteristiche globali del medesimo fenomeno.

Una funzione random $\{Z(\mathbf{x}, \omega) : \mathbf{x} \in D, \omega \in \Omega\}$ è una collezione delle variabili aleatorie, $Z(\mathbf{x}_i, \omega)$ rappresenta tutte le sue possibili realizzazioni nel punto \mathbf{x}_i (un *variate*), $Z(\mathbf{x}, \omega_j)$ rappresenta una possibile realizzazione del campo aleatorio e $Z(\mathbf{x}_i, \omega_j)$ è un numero (dato misurato).

A.1. INTERPOLAZIONE SPAZIALE DEI DATI METEOROLOGICI

Nella modellazione degli eventi idrologici è necessario descrivere con alta precisione i campi di vari dati meteorologici. Tra i vari metodi, quelli riconosciuti come efficienti predittori nella stima della distribuzione spaziale delle temperature e delle precipitazioni a scala regionale sono *l'inverso della distanza pesata*, *reti neurali multilayer*, *kriging* con le sue variazioni, il quale presenta le migliori possibilità [Attorre et al., 2007; Tobin et al., 2011]. Nel presente lavoro la scelta viene fatta a favore del kriging.

Il kriging rappresenta un efficace mezzo di interpolazione statistica di una variabile aleatoria, essendo uno strumento di stima lineare ed ottimale caratterizzato dall'assenza di errore sistematico e dal minimo errore di stima [Olea, 1999]. Esso permette, a partire da una serie di dati osservati in diverse stazioni di misura $Z(\mathbf{x}_i, \omega_j)$, $i = 1, 2, \dots, n$ e da considerazioni legate alla natura del fenomeno, di ricostruire una possibile realizzazione $Z(\mathbf{x}, \omega_j)$ ed ottenere il più probabile valore del dato meteorologico in un punto generico.

Per semplificazione la funzione random $Z(\mathbf{x}, \omega)$ viene denotata come $Z(\mathbf{x})$, le sue realizzazioni in un punto $Z(\mathbf{x}_i, \omega)$ come $Z(\mathbf{x}_i)$, una realizzazione del campo aleatorio $Z(\mathbf{x}, \omega_j)$ come $z(\mathbf{x})$ e un singolo dato misurato $Z(\mathbf{x}_i, \omega_j)$ come $z(\mathbf{x}_i)$.

Per descrivere una funzione random continua vengono stimati i suoi seguenti momenti:

- *valore atteso:*

$$m = E[Z(\mathbf{x})] = \int_{-\infty}^{\infty} Z(\mathbf{x}) d[F(Z(\mathbf{x}))] = \int_{-\infty}^{\infty} Z(\mathbf{x}) f(z) dz \quad (\text{A.1})$$

dove $f(z)$ è la funzione della densità di probabilità.

- *varianza:*

$$\text{Var}[Z(\mathbf{x})] = E[(Z(\mathbf{x}) - m)^2] = \int_{-\infty}^{\infty} (Z(\mathbf{x}) - m)^2 f(z) dz \quad (\text{A.2})$$

APPENDICE A. APPROFONDIMENTI TEORICI

- *autocovarianza:*

$$\text{Cov}[\mathbf{x}, \mathbf{x} + \mathbf{h}] = E[(Z(\mathbf{x}) - m) \cdot (Z(\mathbf{x} + \mathbf{h}) - m)] \quad (\text{A.3})$$

dove \mathbf{h} rappresenta una distanza vettoriale nello spazio D ,

- *variogramma:*

$$2\gamma(\mathbf{x}, \mathbf{x} + \mathbf{h}) = \text{Var}[Z(\mathbf{x} + \mathbf{h}) - Z(\mathbf{x})] \quad (\text{A.4})$$

Tra l'autocovarianza e il variogramma, nell'ipotesi che sia definita la varianza, esiste una relazione che può essere ricavata a partire dalla definizione di variogramma (eq. A.4):

$$\begin{aligned} 2\gamma(\mathbf{x}, \mathbf{x} + \mathbf{h}) &= E\left[\left((Z(\mathbf{x} + \mathbf{h}) - Z(\mathbf{x})) - E[Z(\mathbf{x} + \mathbf{h}) - Z(\mathbf{x})]\right)^2\right] = \\ &= \text{Var}[Z(\mathbf{x} + \mathbf{h})] + \text{Var}[Z(\mathbf{x})] - 2\text{Cov}[\mathbf{x}, \mathbf{x} + \mathbf{h}] \end{aligned}$$

A.1.1 Kriging semplice

L'applicazione del *kriging semplice* è possibile con le seguenti assunzioni:

1. la funzione aleatoria $Z(\mathbf{x})$ è caratterizzata dalla stazionarietà del secondo ordine, con cui si intende che le proprietà statistiche non variano nello spazio e possono essere estese a tutto il campo. In particolare, $Z(\mathbf{x})$ è stazionaria del secondo ordine se
 - il valore atteso $E[Z(\mathbf{x})] = m$ esiste ed è costante nello spazio;
 - per ogni coppia di variabili l'autocovarianza esiste e dipende solo dalla distanza euclidea tra i punti \mathbf{h} :

$$\text{Cov}[\mathbf{x}, \mathbf{x} + \mathbf{h}] = E[Z(\mathbf{x}) Z(\mathbf{x} + \mathbf{h})] - m^2 = C(\mathbf{h})$$

2. la media m è nota.

A.1. INTERPOLAZIONE SPAZIALE DEI DATI METEOROLOGICI

Si consideri una funzione random $Z(\mathbf{x})$ stazionaria del secondo ordine con la media m . Una stima ottimale $\hat{Z}(\mathbf{x}_0)$ in un punto generico \mathbf{x}_0 è data dalla combinazione lineare delle variabili $Z(\mathbf{x}_i)$ nei punti del dominio \mathbf{x}_i :

$$\hat{Z}(\mathbf{x}_0) = m + \sum_{i=1}^k \lambda_i (Z(\mathbf{x}_i) - m) \quad (\text{A.5})$$

Una stima ottimale è definita dalle condizioni:

$$E \left[\hat{Z}(\mathbf{x}_0) - Z(\mathbf{x}_0) \right] = 0, \quad (\text{A.6})$$

$$\text{Var} \left[\hat{Z}(\mathbf{x}_0) - Z(\mathbf{x}_0) \right] = \min \quad (\text{A.7})$$

Vista l'espressione per la stima (A.5), è possibile introdurre la variabile $Y(\mathbf{x})$ che rappresenta il residuo della funzione random con il valore atteso nullo:

$$Y(\mathbf{x}) = Z(\mathbf{x}) - E[Z(\mathbf{x})] \quad (\text{A.8})$$

$$E[Y(\mathbf{x})] = 0$$

Allora la (A.5) diventa

$$\hat{Z}(\mathbf{x}_0) = m + \hat{Y}(\mathbf{x}_0) = m + \sum_{i=1}^k \lambda_i Y(\mathbf{x}_i) \quad (\text{A.9})$$

La prima condizione della stima ottimale può essere verificata sostituendo l'equazione A.9 nella A.6:

$$E \left[\hat{Z}(\mathbf{x}_0) - Z(\mathbf{x}_0) \right] = E \left[m + \sum_{i=1}^k \lambda_i Y(\mathbf{x}_i) - m - Y(\mathbf{x}_0) \right] = 0$$

La seconda condizione riscritta nei termini del valore atteso, usando l'equazione (A.6) appena dimostrata, diventa

$$\text{Var} \left[\hat{Z}(\mathbf{x}_0) - Z(\mathbf{x}_0) \right] = \text{Var} \left[\sum_{i=1}^k \lambda_i Y(\mathbf{x}_i) - Y(\mathbf{x}_0) \right] \quad (\text{A.10})$$

APPENDICE A. APPROFONDIMENTI TEORICI

che è equivalente a

$$\text{Var} \left[\sum_{i=0}^k \lambda_i Y(\mathbf{x}_i) \right] \quad (\text{A.11})$$

dove $\lambda_0 = -1$.

Sfruttando la definizione della varianza, si ottiene:

$$\begin{aligned} \text{Var} \left[\sum_{i=0}^k \lambda_i Y(\mathbf{x}_i) \right] &= E \left[\left(\sum_{i=0}^k \lambda_i Y(\mathbf{x}_i) \right)^2 \right] - \left(E \left[\sum_{i=0}^k \lambda_i Y(\mathbf{x}_i) \right] \right)^2 = \\ &= \sum_{i=0}^k \sum_{j=0}^k \lambda_i \lambda_j E [Y(\mathbf{x}_i) Y(\mathbf{x}_j)] - \sum_{i=0}^k \sum_{j=0}^k \lambda_i \lambda_j E [Y(\mathbf{x}_i)] E [Y(\mathbf{x}_j)] = \\ &= \sum_{i=0}^k \sum_{j=0}^k \lambda_i \lambda_j \text{Cov}_Y [\mathbf{x}_i, \mathbf{x}_j] \end{aligned} \quad (\text{A.12})$$

dove $\text{Cov}_Y [\cdot]$ è l'autocovarianza del residuo. Per una funzione random stazionaria del secondo ordine è valida la seguente relazione:

$$\text{Cov} [\mathbf{x}_i, \mathbf{x}_j] = \text{Cov}_Y [\mathbf{x}_i, \mathbf{x}_j] \quad (\text{A.13})$$

Separando l'equazione (A.12) in termine $i = 0$ e usando la formula (A.13), si ottiene l'espressione finale per la varianza dell'errore della stima:

$$\begin{aligned} \text{Var} \left[\hat{Z}(\mathbf{x}_0) - Z(\mathbf{x}_0) \right] &= \text{Cov} [\mathbf{x}_0, \mathbf{x}_0] - 2 \sum_{i=1}^k \lambda_i \text{Cov} [\mathbf{x}_i, \mathbf{x}_0] + \\ &+ \sum_{i=1}^k \sum_{j=1}^k \lambda_i \lambda_j \text{Cov} [\mathbf{x}_i, \mathbf{x}_j] \end{aligned} \quad (\text{A.14})$$

A.1. INTERPOLAZIONE SPAZIALE DEI DATI METEOROLOGICI

I parametri λ che minimizzano la varianza dell'errore della stima si trovano ponendo a zero le derivate parziali della varianza rispetto i parametri:

$$\begin{aligned} \frac{\partial \text{Var} \left[\hat{Z}(\mathbf{x}_0) - Z(\mathbf{x}_0) \right]}{\partial \lambda_i} &= -2\text{Cov}[\mathbf{x}_i, \mathbf{x}_0] + \\ + 2 \sum_{j=1}^k \lambda_j \text{Cov}[\mathbf{x}_i, \mathbf{x}_j] &= 0 \quad \text{for } i = 1, 2, \dots, k. \end{aligned} \quad (\text{A.15})$$

La soluzione della (A.15) è data dal seguente sistema lineare scritto in forma matriciale:

$$C\boldsymbol{\lambda} = \mathbf{c} \quad (\text{A.16})$$

dove C è la matrice delle covarianze, in cui un generico elemento C_{ij} rappresenta l'autocovarianza della variabile aleatoria tra i punti \mathbf{x}_i e \mathbf{x}_j :

$$C = \begin{bmatrix} \text{Cov}[\mathbf{x}_1, \mathbf{x}_1] & \text{Cov}[\mathbf{x}_1, \mathbf{x}_2] & \dots & \text{Cov}[\mathbf{x}_1, \mathbf{x}_k] \\ \text{Cov}[\mathbf{x}_2, \mathbf{x}_1] & \text{Cov}[\mathbf{x}_2, \mathbf{x}_2] & \dots & \text{Cov}[\mathbf{x}_2, \mathbf{x}_k] \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ \text{Cov}[\mathbf{x}_k, \mathbf{x}_1] & \text{Cov}[\mathbf{x}_k, \mathbf{x}_2] & \dots & \text{Cov}[\mathbf{x}_k, \mathbf{x}_k] \end{bmatrix}$$

$\boldsymbol{\lambda}$ è il vettore dei pesi $(\lambda_1 \lambda_2 \dots \lambda_k)^\top$;

\mathbf{c} è il vettore delle covarianze $(\text{Cov}[\mathbf{x}_0, \mathbf{x}_1] \text{Cov}[\mathbf{x}_0, \mathbf{x}_2] \dots \text{Cov}[\mathbf{x}_0, \mathbf{x}_k])^\top$, in cui un generico elemento \mathbf{c}_i rappresenta l'autocovarianza della variabile aleatoria valutata nel punto \mathbf{x}_0 per tutte le osservazioni.

La varianza dell'errore della stima

$$\sigma_{SK}^2 = \text{Var} \left[\hat{Z}(\mathbf{x}_0) - Z(\mathbf{x}_0) \right] = \text{Var} [Y(\mathbf{x})] - \sum_{i=1}^k \lambda_i \text{Cov}[\mathbf{x}_0, \mathbf{x}_i]$$

non supera la varianza della variabile.

A.1.2 Kriging ordinario

L'applicazione del *kriging ordinario* richiede sempre che la funzione aleatoria $Z(\mathbf{x})$ sia caratterizzata dalla stazionarietà del secondo ordine, ossia:

APPENDICE A. APPROFONDIMENTI TEORICI

- il valore atteso $E[Z(\mathbf{x})] = m$ esiste ed è costante nello spazio. A differenza, però, con il kriging semplice, la media non è nota.
- l'autocovarianza dipende solo dalla distanza tra i punti \mathbf{h} :

$$\text{Cov}[\mathbf{x}, \mathbf{x} + \mathbf{h}] = C(\mathbf{h})$$

La stazionarietà del secondo ordine implica anche l'esistenza della varianza di $Z(\mathbf{x})$. In alcuni casi, però, possono intervenire delle eterogeneità tali, per cui la varianza tende all'infinito. In questi casi la varianza non esiste e si presenta quindi la necessità di utilizzare uno strumento più generale. Al fine di poter applicare le tecniche di kriging, viene introdotta l'*ipotesi intrinseca*:

$$\begin{aligned} E[Z(\mathbf{x})] &= m \\ \text{Var}[Z(\mathbf{x}) - Z(\mathbf{x} + \mathbf{h})] &= 2\gamma(\mathbf{h}) \end{aligned} \quad (\text{A.17})$$

Sviluppando l'equazione (A.17) a partire dalla definizione della varianza, si ottiene:

$$\begin{aligned} \text{Var}[Z(\mathbf{x}) - Z(\mathbf{x} + \mathbf{h})] &= E[(Z(\mathbf{x}) - Z(\mathbf{x} + \mathbf{h}))^2] = \\ &= E[Z^2(\mathbf{x})] - m^2 + E[Z^2(\mathbf{x} + \mathbf{h})] - m^2 - 2E[Z(\mathbf{x})Z(\mathbf{x} + \mathbf{h})] + 2m^2 \end{aligned}$$

che è equivalente a

$$2\gamma(\mathbf{h}) = \text{Var}[Z(\mathbf{x})] + \text{Var}[Z(\mathbf{x} + \mathbf{h})] - 2\text{Cov}[\mathbf{x}, \mathbf{x} + \mathbf{h}] \quad (\text{A.18})$$

Nel caso in cui la funzione random $Z(\mathbf{x})$ è stazionaria, la formula (A.18) diventa

$$\gamma(\mathbf{h}) = \text{Cov}[\mathbf{0}] - \text{Cov}[\mathbf{h}] \quad (\text{A.19})$$

Ogni funzione random stazionaria del secondo ordine è anche intrinseca, però il viceversa non è vero. La funzione variogramma $\gamma(\cdot)$ generalizza la funzione di varianza esistendo anche quando la varianza non esiste.

A.1. INTERPOLAZIONE SPAZIALE DEI DATI METEOROLOGICI

Sia $Z(\mathbf{x})$ una funzione random intrinseca, allora il variogramma tra due punti \mathbf{x}_i e \mathbf{x}_j può essere espressa come (dimostrato in [Olea, 1999]):

$$\begin{aligned} \gamma(\mathbf{x}_i, \mathbf{x}_j) &= \gamma(\mathbf{x}_i, \mathbf{x}) + \gamma(\mathbf{x}_j, \mathbf{x}) - \\ &\quad - \text{Cov} [(Z(\mathbf{x}_i) - Z(\mathbf{x})), (Z(\mathbf{x}_j) - Z(\mathbf{x}))] \end{aligned} \quad (\text{A.20})$$

Le condizioni della stima ottimale sono analoghe a quelle del kriging semplice (A.6) e (A.7).

Sia $Z(\mathbf{x})$ una funzione random stazionaria del secondo ordine o intrinseca. Una stima $\hat{Z}(\mathbf{x}_0)$ in un punto generico \mathbf{x}_0 è data dalla combinazione lineare delle variabili $Z(\mathbf{x}_i)$ nei punti del dominio \mathbf{x}_i :

$$\hat{Z}(\mathbf{x}_0) = \sum_{i=1}^k \lambda_i Z(\mathbf{x}_i), \quad \text{con il vincolo di} \quad \sum_{i=1}^k \lambda_i = 1 \quad (\text{A.21})$$

L'accuratezza della stima è definita dalla varianza dell'errore di stima. Assunzione dell'ipotesi intrinseca è un'alternativa più efficiente in termini di definizione dei pesi. I risultati ottenuti per una funzione random intrinseca possono essere estesi al caso particolare di una funzione stazionaria del secondo ordine. Il viceversa, però, non è possibile.

La varianza dell'errore di stima si ricava, sviluppando l'espressione nel modo analogo all'equazione (A.12) e applicando il vincolo espresso nella (A.21):

$$\begin{aligned} \text{Var} [\hat{Z}(\mathbf{x}_0) - Z(\mathbf{x}_0)] &= \text{Var} \left[\sum_{i=1}^k \lambda_i (Z(\mathbf{x}_i) - Z(\mathbf{x}_0)) \right] = \\ &= \sum_{i=1}^k \sum_{j=1}^k \lambda_i \lambda_j \text{Cov} \left[(Z(\mathbf{x}_i) - Z(\mathbf{x}_0)), (Z(\mathbf{x}_j) - Z(\mathbf{x}_0)) \right] \end{aligned} \quad (\text{A.22})$$

APPENDICE A. APPROFONDIMENTI TEORICI

L'equazione (A.22) può essere espressa nei termini di variogramma applicando la (A.20) e il vincolo (A.21):

$$\begin{aligned} \text{Var} \left[\hat{Z}(\mathbf{x}_0) - Z(\mathbf{x}_0) \right] &= \sum_{i=1}^k \sum_{j=1}^k \lambda_i \lambda_j \left(\gamma(\mathbf{x}_i, \mathbf{x}_0) + \gamma(\mathbf{x}_j, \mathbf{x}_0) - \gamma(\mathbf{x}_i, \mathbf{x}_j) \right) = \\ &= 2 \sum_{i=1}^k \lambda_i \gamma(\mathbf{x}_i, \mathbf{x}_0) - \sum_{i=1}^k \sum_{j=1}^k \lambda_i \lambda_j \gamma(\mathbf{x}_i, \mathbf{x}_j) \end{aligned} \quad (\text{A.23})$$

L'espressione ottenuta (A.23) è molto simile a quella del kriging semplice (A.14), con la differenza che nella prima si ha un caso di *ottimizzazione vincolata*. Per determinare la soluzione si usa il metodo dei moltiplicatori di Lagrange, ovvero si costruisce una nuova funzione implicando il vincolo sui pesi a quella originale:

$$L(\lambda_1, \lambda_2, \dots, \lambda_k; \mu) = \text{Var} \left[\hat{Z}(\mathbf{x}_0) - Z(\mathbf{x}_0) \right] + 2\mu \left(\sum_{i=1}^k \lambda_i - 1 \right) \quad (\text{A.24})$$

dove $L(\lambda_1, \lambda_2, \dots, \lambda_k; \mu)$ è la funzione Lagrangiana del kriging ordinario e μ è moltiplicatore di Lagrange.

Sostituendo la varianza dell'errore di stima (A.23) nell'equazione (A.24) e derivando l'espressione ottenuta rispetto ai pesi λ_i e μ , si ottengono le condizioni per minimizzare l'errore:

$$\begin{cases} \frac{\partial L}{\partial \lambda_i} = 2\gamma(\mathbf{x}_i, \mathbf{x}_0) - 2 \sum_{j=1}^k \lambda_j \gamma(\mathbf{x}_i, \mathbf{x}_j) + 2\mu = 0, & i = 1, 2, \dots, k \\ \frac{\partial L}{\partial \mu} = \left(\sum_{i=1}^k \lambda_i - 1 \right) = 0 \end{cases} \quad (\text{A.25})$$

La formula (A.25) definisce il sistema delle equazioni lineari per la soluzione del problema. Scritto in forma matriciale, si presenta come:

$$G\mathbf{w} = \mathbf{g} \quad (\text{A.26})$$

A.1. INTERPOLAZIONE SPAZIALE DEI DATI METEOROLOGICI

dove G è la matrice

$$G = \begin{bmatrix} \gamma(\mathbf{x}_1, \mathbf{x}_1) & \gamma(\mathbf{x}_1, \mathbf{x}_2) & \dots & \gamma(\mathbf{x}_1, \mathbf{x}_k) & 1 \\ \gamma(\mathbf{x}_2, \mathbf{x}_1) & \gamma(\mathbf{x}_2, \mathbf{x}_2) & \dots & \gamma(\mathbf{x}_2, \mathbf{x}_k) & 1 \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots & \vdots \\ \gamma(\mathbf{x}_k, \mathbf{x}_1) & \gamma(\mathbf{x}_k, \mathbf{x}_2) & \dots & \gamma(\mathbf{x}_k, \mathbf{x}_k) & 1 \\ 1 & 1 & \dots & 1 & 0 \end{bmatrix}$$

\mathbf{w} è il vettore dei pesi $(\lambda_1 \lambda_2 \dots \lambda_k -\mu)^\top$;

e \mathbf{g} è il vettore che contiene i valori di variogramma stimati per il punto \mathbf{x}_0 :

$$\mathbf{g} = \left(\gamma(\mathbf{x}_0, \mathbf{x}_1) \quad \gamma(\mathbf{x}_0, \mathbf{x}_2) \quad \dots \gamma(\mathbf{x}_0, \mathbf{x}_k) \quad 1 \right)^\top$$

Si può notare che i pesi del kriging ordinario e la varianza dell'errore dipendono dalla scelta della funzione di variogramma.

Variogramma

Il variogramma (A.4) è una funzione che permette di caratterizzare la struttura spaziale di una variabile regionalizzata. Ai fini dell'interpolazione spaziale il variogramma viene stimato sui dati osservati:

$$\hat{\gamma}(\mathbf{h}) = \frac{1}{2n(\mathbf{h})} \sum_{i=1}^{n(\mathbf{h})} [Z(\mathbf{x}_i + \mathbf{h}) - Z(\mathbf{x}_i)]^2 \quad (\text{A.27})$$

dove $n(\mathbf{h})$ è il numero delle coppie dei dati misurati posti a distanza \mathbf{h} uno dall'altro. L'equazione (A.27) viene detta *variogramma sperimentale*.

Il grafico di variogramma (fig. A.1) mostra il comportamento spaziale di una generica variabile aleatoria. La dispersione dei dati misurati aumenta all'aumentare della distanza tra i due punti. In alcuni casi, oltre una certa distanza la dispersione dei dati si stabilizza ad un valore chiamato *sill*. La distanza a cui avviene la stabilizzazione viene chiamata *range*. Il fatto che il variogramma non raggiunga mai un sill crescendo indefinitamente indica che la varianza non esiste. In alcuni casi il variogramma è diverso da zero

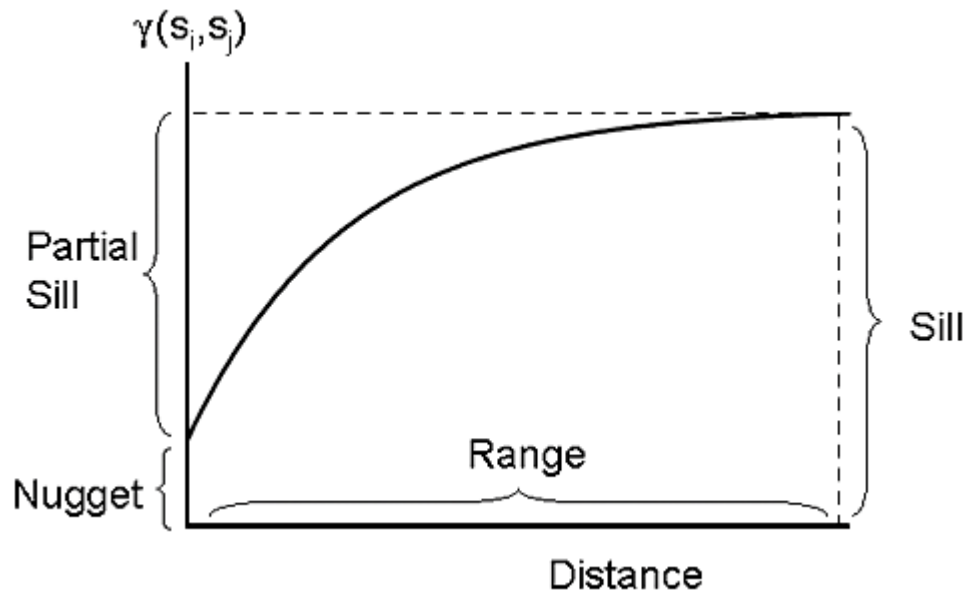


Figura A.1: Un esempio idealizzato di variogramma

(*nugget effect*). Il nugget può essere dovuto agli errori di rilevamento dei dati oppure alla variabilità locale.

Il variogramma può rilevare gli effetti di anisotropia dei diversi tipi:

- geometrica, quando in diverse direzioni il medesimo sill viene raggiunto a ranges diversi;
- zonale, quando in diverse direzioni il range è lo stesso, ma è diverso il sill;
- mista, quando sono presenti entrambi i tipi di anisotropia sopra indicati.

Nell'interpolazione spaziale il variogramma sperimentale $\hat{\gamma}(\mathbf{h})$ viene sostituito con un modello teorico $\gamma(\mathbf{h})$ per evitare gli effetti indesiderati, ossia le matrici singolari o soluzioni multiple nel sistema di kriging. I modelli teorici più diffusi sono i seguenti [Olea, 1999]:

A.1. INTERPOLAZIONE SPAZIALE DEI DATI METEOROLOGICI

- *modello sferico*

$$\gamma(h) = \begin{cases} C \left(\frac{3h}{2a} - \frac{1}{2} \left(\frac{h}{a} \right)^3 \right), & 0 \leq h < a \\ C, & a \leq h \end{cases} \quad (\text{A.28})$$

dove h è il lag, C e a sono rispettivamente il sill e il range.

- *modello esponenziale*

$$\gamma(h) = C \left(1 - \exp \left(-\frac{3h}{a} \right) \right) \quad (\text{A.29})$$

- *modello Gaussiano*

$$\gamma(h) = C \left(1 - \exp \left(-3 \left(\frac{h}{a} \right)^2 \right) \right) \quad (\text{A.30})$$

- *modello cubico*

$$\gamma(h) = \begin{cases} C \left(7 \left(\frac{h}{a} \right)^2 - \frac{35}{4} \left(\frac{h}{a} \right)^3 + \frac{7}{2} \left(\frac{h}{a} \right)^5 - \frac{3}{4} \left(\frac{h}{a} \right)^7 \right), & 0 \leq h < a \\ C, & a \leq h \end{cases} \quad (\text{A.31})$$

- *modello pentasferico*

$$\gamma(h) = \begin{cases} C \left(\frac{15h}{8a} - \frac{5}{4} \left(\frac{h}{a} \right)^3 + \frac{3}{8} \left(\frac{h}{a} \right)^5 \right), & 0 \leq h < a \\ C, & a \leq h \end{cases} \quad (\text{A.32})$$

- *modello di potenza*

$$\gamma(h) = \alpha h^\beta, \quad 0 < \beta < 2 \quad (\text{A.33})$$

- *modello sine hole effect*

$$\gamma(h) = C \left(1 - \frac{\sin \left(\frac{\pi h}{a} \right)}{\pi \frac{h}{a}} \right) \quad (\text{A.34})$$

- combinazioni lineari dei modelli semplici (*strutture annidate*).

A.1.3 Kriging universale

Il *kriging universale* viene impiegato nei casi in cui la funzione random $Z(\mathbf{x})$ sia non stazionaria e sia presente una certa deriva (trend) all'interno del dominio. La deriva può essere la funzione lineare (o di ordine superiore) della posizione \mathbf{x} o di un'altra variabile (in questo caso la tecnica viene chiamata *kriging con deriva esterna* (KED)) [Goovaerts, 1997, 2000; Olea, 1999]. In questi casi il variogramma dei dati grezzi non è più uno strumento utilizzabile. Rimuovendo la componente del trend dai dati, è possibile eseguire il kriging sui residui a cui viene applicata l'ipotesi intrinseca:

$$\begin{aligned} E[Y(\mathbf{x})] &= m \quad \text{ed è costante} \\ \text{Var}[Y(\mathbf{x}) - Y(\mathbf{x} + \mathbf{h})] &= 2\gamma_Y(\mathbf{h}) \end{aligned} \quad (\text{A.35})$$

dove \mathbf{h} è la distanza euclidea e $\gamma_Y(\mathbf{h})$ è la funzione variogramma dei residui.

Il trend può essere rappresentato come una combinazione lineare delle funzioni analitiche. Si assume che il trend $m(\mathbf{x})$ vari dolcemente in un sottodominio $d \subset D$ e sia di forma polinomiale:

$$m(\mathbf{x}) = \sum_{l=0}^n a_l f_l(\mathbf{x}), \quad \text{con} \quad f_0(\mathbf{x}) = 1 \quad (\text{A.36})$$

Sia $Z(\mathbf{x})$ una funzione random non stazionaria rappresentata dai k variabili random in sottodominio $d \subset D$. Una stima del kriging universale $\hat{Z}(\mathbf{x}_0)$ in un punto generico \mathbf{x}_0 è una combinazione lineare:

$$\hat{Z}(\mathbf{x}_0) = \sum_{i=1}^k \lambda_i Z(\mathbf{x}_i) \quad (\text{A.37})$$

Le condizioni della stima ottimale sono analoghe a quelle del kriging semplice e del kriging ordinario (A.6) e (A.7).

Il valore atteso della stima $E[\hat{Z}(\mathbf{x}_0)]$, sfruttando le espressioni (A.36) e

A.1. INTERPOLAZIONE SPAZIALE DEI DATI METEOROLOGICI

(A.37), risulta

$$\begin{aligned}
 E \left[\hat{Z}(\mathbf{x}_0) \right] &= E \left[\sum_{i=1}^k \lambda_i Z(\mathbf{x}_i) \right] = \sum_{i=1}^k \lambda_i E [Z(\mathbf{x}_i)] = \\
 &= \sum_{i=1}^k \lambda_i \sum_{l=0}^n a_l f_l(\mathbf{x}_i) = \sum_{l=0}^n \sum_{i=1}^k a_l \lambda_i f_l(\mathbf{x}_i)
 \end{aligned} \tag{A.38}$$

Per una stima (unbiased) è valida la seguente relazione (che è equivalente all'equazione (A.6)):

$$\sum_{i=1}^k \lambda_i f_l(\mathbf{x}_i) = f_l(\mathbf{x}_0), \quad \text{per } l = 0, 1, 2, \dots, n \tag{A.39}$$

Si noti che il vincolo $\sum_{i=1}^k \lambda_i = 1$ è presente nella stima per $l = 0$ (si veda A.36).

La varianza dell'errore di stima viene derivata nel modo seguente:

$$\begin{aligned}
 &\text{Var} \left[\hat{Z}(\mathbf{x}_0) - Z(\mathbf{x}_0) \right] = \\
 &= \text{Var} \left[\sum_{i=1}^k \lambda_i \left(E [Z(\mathbf{x}_i)] + Y(\mathbf{x}_i) \right) - \left(E [Z(\mathbf{x}_0)] + Y(\mathbf{x}_0) \right) \right] = \\
 &= \text{Var} \left[\sum_{i=1}^k \lambda_i Y(\mathbf{x}_i) - Y(\mathbf{x}_0) + \left(E \left[\sum_{i=1}^k \lambda_i Z(\mathbf{x}_i) \right] - E [Z(\mathbf{x}_0)] \right) \right] = \\
 &= \text{Var} \left[\sum_{i=1}^k \lambda_i Y(\mathbf{x}_i) - Y(\mathbf{x}_0) - E \left[\hat{Z}(\mathbf{x}_0) - Z(\mathbf{x}_0) \right] \right] = \\
 &= \text{Var} \left[\sum_{i=1}^k \lambda_i Y(\mathbf{x}_i) - Y(\mathbf{x}_0) \right]
 \end{aligned}$$

che sviluppata nel modo analogo all'espressione (A.22) con applicazione del

APPENDICE A. APPROFONDIMENTI TEORICI

vincolo $\sum_{i=1}^k \lambda_i = 1$ diventa:

$$\begin{aligned}
 \text{Var} \left[\hat{Z}(\mathbf{x}_0) - Z(\mathbf{x}_0) \right] &= \text{Var} \left[\sum_{i=1}^k \lambda_i \left(Y(\mathbf{x}_i) - Y(\mathbf{x}_0) \right) \right] = \\
 &= \sum_{i=1}^k \sum_{j=1}^k \lambda_i \lambda_j \text{Cov} \left[\left(Y(\mathbf{x}_i) - Y(\mathbf{x}_0) \right), \left(Y(\mathbf{x}_j) - Y(\mathbf{x}_0) \right) \right] = \\
 &= \sum_{i=1}^k \sum_{j=1}^k \lambda_i \lambda_j \left(\gamma_Y(\mathbf{x}_i, \mathbf{x}_0) + \gamma_Y(\mathbf{x}_j, \mathbf{x}_0) - \gamma_Y(\mathbf{x}_i, \mathbf{x}_j) \right) = \\
 &= \sum_{i=1}^k \lambda_i \gamma_Y(\mathbf{x}_i, \mathbf{x}_0) + \sum_{j=1}^k \lambda_j \gamma_Y(\mathbf{x}_j, \mathbf{x}_0) - \sum_{i=1}^k \sum_{j=1}^k \lambda_i \lambda_j \gamma_Y(\mathbf{x}_i, \mathbf{x}_j) \quad (\text{A.40})
 \end{aligned}$$

Una soluzione per la stima ottimale si trova usando il metodo dei moltiplicatori di Lagrange applicando l'equazione (A.39) alla (A.40). La funzione Lagrangiana del kriging universale è seguente:

$$\begin{aligned}
 L(\lambda_i, \mu_l) &= 2 \sum_{i=1}^k \lambda_i \gamma_Y(\mathbf{x}_i, \mathbf{x}_0) - \sum_{i=1}^k \sum_{j=1}^k \lambda_i \lambda_j \gamma_Y(\mathbf{x}_i, \mathbf{x}_j) + \\
 &+ 2\mu_0 \left(\sum_{i=1}^k \lambda_i - 1 \right) + 2 \sum_{l=1}^n \mu_l \left(\sum_{i=1}^k \lambda_i f_l(\mathbf{x}_i) - f_l(\mathbf{x}_0) \right) \quad (\text{A.41})
 \end{aligned}$$

Derivando l'espressione (A.41) rispetto a tutti i parametri non noti e ponendo a zero le derivate parziali, si ottengono le condizioni per l'errore della stima minimale:

$$\left\{ \begin{array}{l}
 \frac{\partial L}{\partial \lambda_i} = 2\gamma_Y(\mathbf{x}_i, \mathbf{x}_0) - 2 \sum_{j=1}^k \lambda_j \gamma_Y(\mathbf{x}_i, \mathbf{x}_j) + 2\mu_0 + 2 \sum_{l=1}^n \mu_l f_l(\mathbf{x}_i) = 0, \\
 \hspace{15em} i = 1, 2, \dots, k \\
 \frac{\partial L}{\partial \mu_0} = 2 \left(\sum_{i=1}^k \lambda_i - 1 \right) = 0, \\
 \frac{\partial L}{\partial \mu_l} = 2 \left(\sum_{i=1}^k \lambda_i f_l(\mathbf{x}_i) - f_l(\mathbf{x}_0) \right) = 0, \quad l = 1, 2, \dots, n
 \end{array} \right. \quad (\text{A.42})$$

A.1. INTERPOLAZIONE SPAZIALE DEI DATI METEOROLOGICI

L'espressione (A.42) può essere rappresentata in forma matriciale:

$$A\mathbf{X} = \mathbf{a} \quad (\text{A.43})$$

dove A è la matrice del sistema:

$$A = \begin{bmatrix} \gamma(\mathbf{x}_1, \mathbf{x}_1) & \gamma(\mathbf{x}_1, \mathbf{x}_2) & \dots & \gamma(\mathbf{x}_1, \mathbf{x}_k) & 1 & f_1(\mathbf{x}_1) & f_2(\mathbf{x}_1) & \dots & f_n(\mathbf{x}_1) \\ \gamma(\mathbf{x}_2, \mathbf{x}_1) & \gamma(\mathbf{x}_2, \mathbf{x}_2) & \dots & \gamma(\mathbf{x}_2, \mathbf{x}_k) & 1 & f_1(\mathbf{x}_2) & f_2(\mathbf{x}_2) & \dots & f_n(\mathbf{x}_2) \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ \gamma(\mathbf{x}_k, \mathbf{x}_1) & \gamma(\mathbf{x}_k, \mathbf{x}_2) & \dots & \gamma(\mathbf{x}_k, \mathbf{x}_k) & 1 & f_1(\mathbf{x}_k) & f_2(\mathbf{x}_k) & \dots & f_n(\mathbf{x}_k) \\ 1 & 1 & \dots & 1 & 0 & 0 & 0 & \dots & 0 \\ f_1(\mathbf{x}_1) & f_1(\mathbf{x}_2) & \dots & f_1(\mathbf{x}_k) & 0 & 0 & 0 & \dots & 0 \\ f_2(\mathbf{x}_1) & f_2(\mathbf{x}_2) & \dots & f_2(\mathbf{x}_k) & 0 & 0 & 0 & \dots & 0 \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ f_n(\mathbf{x}_1) & f_n(\mathbf{x}_2) & \dots & f_n(\mathbf{x}_k) & 0 & 0 & 0 & \dots & 0 \end{bmatrix}$$

\mathbf{X} è il vettore che contiene i pesi del kriging:

$$\mathbf{X} = (\lambda_1 \quad \lambda_2 \dots \lambda_k \quad \mu_0 \quad \mu_1 \quad \mu_2 \dots \mu_n)^\top$$

e \mathbf{a} è il termine noto:

$$\mathbf{a} = \left(\gamma_Y(\mathbf{x}_0, \mathbf{x}_1) \quad \gamma_Y(\mathbf{x}_0, \mathbf{x}_2) \dots \gamma_Y(\mathbf{x}_0, \mathbf{x}_k) \quad 1 \quad f_1(\mathbf{x}_0) \quad f_2(\mathbf{x}_0) \dots f_n(\mathbf{x}_0) \right)^\top$$

Riassumendo, si può notare che il kriging universale ha tutte le proprietà del kriging ordinario: è un interpolatore esatto con minimo errore della stima che tiene conto agli effetti di clustering e alla distanza dal punto di stima. Si osservi che, nonostante il modello del trend debba essere specificato, essendo gestito automaticamente nel sistema delle equazioni, non è necessario stimare i coefficienti a_l (A.36). L'inconveniente più grave del kriging universale è la necessità di specificare il variogramma dei residui, per cui bisogna conoscere il trend. In alcuni casi è possibile stimare correttamente il variogramma dei residui direttamente dai dati originali facendo modellazione nelle direzioni poco o non affette dal trend. In questo caso, però, si ammette che il

variogramma sia isotropo. Esistono altre tecniche che consigliano di fittare un modello del trend con il metodo ai minimi quadrati, in modo di poter ricavare i residui e il relativo variogramma [Goovaerts, 1997].

A.2 Evapotraspirazione

Per l'evapotraspirazione si intende la combinazione di due processi separati attraverso i quali l'acqua passa nell'atmosfera dal suolo (evaporazione) e dalla vegetazione (traspirazione). Essendo i due processi simultanei, non esiste un modo semplice per distinguerli, questo è un motivo per cui l'evapotraspirazione viene rappresentata come un singolo processo.

Per la stima dell'evapotraspirazione viene adottato il metodo FAO-Penman-Monteith [Allen et al., 1998], che si basa sull'istituzione di un'equazione di conservazione dell'energia per lo strato di suolo interagente con l'atmosfera. Le forzanti idrometeorologiche usate per la stima dell'evapotraspirazione sono state ottenute per mezzo di tecniche di Kriging (descritte in sezione ??). Inoltre, è necessario tenere conto dell'effettiva distribuzione spaziale delle colture (ottenuta dalle carte di copertura del suolo [Corine Land Cover 2006]).

Nella definizione dell'evapotraspirazione, con lo scopo di semplificare e standardizzare il calcolo, la FAO ha introdotto il concetto di *coltura di riferimento*: un'ipotetica coltura con altezza di 0.12 m, con coefficiente di resistenza di superficie uguale a $70sm^{-1}$ (tale coefficiente descrive la resistenza che contrasta il flusso del vapore dalla superficie all'atmosfera) e con albedo pari a 0.23. L'evapotraspirazione riferita a tale coltura viene nominata come *evapotraspirazione di riferimento* ed è indicata con ET_0 .

L'equazione di Penman-Monteith usato per stimare l'evapotraspirazione è la seguente [Allen et al., 1998]:

$$ET_0 = \frac{0.408 \Delta (R_n - G) + \gamma \frac{900}{T+273} u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma (1 + 0.34 u_2)} \quad (\text{A.44})$$

dove ET_0 è l'evapotraspirazione di riferimento [mm/d], R_n è la radiazione

netta alla superficie della coltura [$MJm^{-2}d^{-1}$], G è il flusso del calore dal terreno [$MJm^{-2}d^{-1}$], T è la temperatura media dell'aria [$^{\circ}C$], u_2 è la velocità del vento misurata a 2 m di altezza dal suolo [m/s], e_s è la pressione di vapore alla saturazione media giornaliera [kPa], e_a è la pressione di vapore attuale [kPa], quindi, $(e_s - e_a)$ rappresenta il deficit di pressione di vapore in aria [kPa], Δ è la pendenza della curva della pressione di vapore alla saturazione [$kPa^{\circ}C^{-1}$], γ rappresenta la costante psicrometrica [$kPa^{\circ}C^{-1}$].

Evapotraspirazione di riferimento

La pressione di vapore alla saturazione [kPa] può essere ottenuta per la temperatura dell'aria T [$^{\circ}C$] come

$$e^0(T) = 0.6108 \exp \left[\frac{17.27 T}{T + 237.3} \right] \quad (A.45)$$

La pressione di vapore media giornaliera può essere calcolata come media tra i valori assunti in corrispondenza della temperatura minima e massima:

$$e_s = \frac{e^0(T_{max}) + e^0(T_{min})}{2} \quad (A.46)$$

Se non sono disponibili le misure della pressione di vapore attuale e_a , questa viene stimata usando i dati dell'umidità relativa $RH[\%]$ massima e minima:

$$e_a = \frac{1}{2} \left[e^0(T_{max}) \frac{RH_{min}}{100} + e^0(T_{min}) \frac{RH_{max}}{100} \right] \quad (A.47)$$

Se alcuni dati dell'umidità relativa mancano o non sono affidabili, esistono altri modi per stimare e_a :

- con i dati solo dell'umidità massima:

$$e_a = e^0(T_{min}) \frac{RH_{max}}{100} \quad (A.48)$$

APPENDICE A. APPROFONDIMENTI TEORICI

- con i dati dell'umidità media giornaliera:

$$e_a = e_s \frac{RH_{mean}}{100} \quad (\text{A.49})$$

- a partire dalla temperatura del punto di rugiada:

$$e_a = e^0(T_{dew}) \quad (\text{A.50})$$

dove T_{dew} è la temperatura corrispondente al punto di rugiada [$^{\circ}C$].

La pendenza della curva di pressione di vapore può essere stimata, data la temperatura dell'aria $T[^{\circ}C]$, usando la relazione:

$$\Delta = \frac{4098 \cdot e^0(T)}{(T + 237.3)^2} \quad (\text{A.51})$$

La costante psicrometrica è data da:

$$\gamma = \frac{c_p P}{\epsilon \lambda} = 0.655 \cdot 10^{-3} P \quad (\text{A.52})$$

dove P è la pressione atmosferica [kPa] calcolata alla quota z [$m.s.l.m$]:

$$P = 101.3 \left(\frac{293 - 0.0065z}{293} \right)^{5.26} \quad (\text{A.53})$$

dove c_p è il calore specifico dell'aria in condizioni atmosferiche medie e a pressione costante, uguale a $1.013 \cdot 10^{-3} MJ kg^{-1} ^{\circ}C^{-1}$, ϵ è il rapporto tra i pesi molecolari del vapore d'acqua e dell'aria secca pari a 0.622, λ rappresenta il calore latente di vaporizzazione pari a $2.45 MJ kg^{-1}$.

La velocità del vento spesso viene misurata all'altezza di 10 m per evitare l'effetto della frizione vicino alla superficie. Per riportare i dati misurati ad un'altezza z ai 2 m può essere usato il profilo logaritmico di velocità del vento sopra una superficie coperta della vegetazione erbosa:

$$u_z = u_2 \frac{\ln\left(\frac{z-d}{z_0}\right)}{\ln\left(\frac{z_2-d}{z_0}\right)} \quad (\text{A.54})$$

A.2. EVAPOTRASPIRAZIONE

dove z è l'altezza effettiva di misurazione di velocità del vento $[m]$, z_2 è l'altezza standard di misurazione di velocità del vento pari a $2[m]$, d rappresenta il piano zero del profilo del vento, uguale a $0.08[m]$, z_0 è il parametro di rugosità per il momento, uguale a $0.015[m]$.

La radiazione netta totale $R_n [MJ m^{-2} d^{-1}]$ è la differenza tra la radiazione di onda corta incidente alla superficie $R_{ns} [MJ m^{-2} d^{-1}]$ e la radiazione di onda lunga emessa dalla superficie $R_{nl} [MJ m^{-2} d^{-1}]$:

$$R_n = R_{ns} - R_{nl} \quad (\text{A.55})$$

La radiazione netta solare di onda corta può essere stimata con la relazione:

$$R_{ns} = (1 - \alpha)R_s \quad (\text{A.56})$$

dove α è albedo della superficie, R_s è la radiazione solare globale misurata $[MJ m^{-2} d^{-1}]$. Nel caso in cui manchino i dati misurati, la radiazione solare globale può essere stimata usando la formula di Hargreaves basata sulla differenza della temperatura massima e minima:

$$R_s = k_{Rs} \sqrt{T_{max} - T_{min}} R_a \quad (\text{A.57})$$

dove k_{Rs} è il coefficiente di correzione empirico $(0.16 \dots 0.19) [^{\circ}C^{-0.5}]$, R_a è la radiazione extraterrestre $[MJ m^{-2} d^{-1}]$. Il coefficiente di correzione varia in dipendenza dalla zona nel modo seguente:

- per le zone interne, dove l'influenza dei corpi d'acqua grandi sulle masse d'aria è minima, $k_{Rs} \cong 0.16$,
- per le zone costiere, situate nella vicinanza dei corpi d'acqua grandi che hanno un effetto sulle masse d'aria, $k_{Rs} \cong 0.19$.

La radiazione extraterrestre $R_a [MJ m^{-2} d^{-1}]$ rappresenta la quantità di energia che giunge su di una ipotetica superficie esterna all'atmosfera:

$$R_a = \frac{24 \cdot 60}{\pi} G_{sc} d_r [\omega_s \sin(\varphi) \sin(\delta) + \cos(\varphi) \cos(\delta) \sin(\omega_s)] \quad (\text{A.58})$$

APPENDICE A. APPROFONDIMENTI TEORICI

dove G_{sc} è la costante solare, uguale a $0.0820 [MJ m^{-2} min^{-1}]$, d_r è la distanza relativa sole-terra, ω_s è l'angolo orario al tramonto $[rad]$, φ è latitudine della zona $[rad]$, δ è la declinazione solare $[rad]$. La distanza relativa sole-terra d_r e la declinazione solare δ dipendono dal numero del giorno D che varia da 1 a 365 (366):

$$d_r = 1 + 0.033 \cos\left(\frac{2\pi}{365} D\right) \quad (\text{A.59})$$

$$\delta = 0.409 \sin\left(\frac{2\pi}{365} D - 1.39\right) \quad (\text{A.60})$$

L'angolo orario al tramonto:

$$\omega_s = \arccos[-\tan(\varphi) \tan(\delta)] \quad (\text{A.61})$$

La radiazione solare netta di onda lunga è proporzionale alla temperatura assoluta della superficie alla quarta potenza:

$$R_{nl} = \sigma \left[\frac{T_{max K}^4 + T_{min K}^4}{2} \right] (0.34 - 0.14\sqrt{e_a}) \left(1.35 \frac{R_s}{R_{s0}} - 0.35 \right) \quad (\text{A.62})$$

dove σ è la costante di Stefan-Boltzmann pari a $4.903 \cdot 10^{-9} [MJ K^{-4} m^{-2} d^{-1}]$, R_{s0} è la radiazione solare alle condizioni del cielo sereno $[MJ m^{-2} d^{-1}]$ calcolata nel seguente modo:

$$R_{s0} = (0.75 + 2 \cdot 10^{-5} z) R_a \quad (\text{A.63})$$

dove z è la quota della superficie sul livello del mare $[m]$.

La radiazione solare relativa (ad onda corta) è limitata a $R_s/R_{s0} \leq 1.0$.

Il flusso del calore emesso dal suolo G è molto più basso rispetto alla radiazione netta, soprattutto quando la superficie è coperta dalla vegetazione. Per i calcoli a scala giornaliera si può assumere $G = 0$.

Evapotraspirazione da una superficie reale

L'evapotraspirazione per qualsiasi tipo di vegetazione viene stimata ponendo

$$ET_c = k_c ET_0 \quad (\text{A.64})$$

dove k_c è un coefficiente colturale (ottenuto sperimentalmente come ET_c/ET_0 per i vari tipi di colture).

La FAO propone due modalità del calcolo di k_c [Allen et al., 1998]:

1. *Single* k_c che considera congiuntamente entrambi i processi di evaporazione e traspirazione;
2. *Dual* k_c che considera separatamente i contributi di evaporazione e di traspirazione, tenendo conto degli effetti della diminuzione del contenuto d'acqua nel suolo sulla evapotraspirazione.

Nel lavoro presente viene utilizzato l'approccio del coefficiente duale.

Il coefficiente colturale può essere calcolato come

$$k_c = k_{cb} + k_e \quad (\text{A.65})$$

dove k_{cb} è un coefficiente riferito alla coltura, k_e è un coefficiente di evaporazione dal suolo. La somma dei due coefficienti non può mai eccedere un valore massimo determinato dall'energia disponibile. Inoltre, il calcolo del coefficiente k_e richiede un bilancio giornaliero di volume per la determinazione del contenuto d'acqua nello strato collaborante del terreno.

Componente di traspirazione

Il coefficiente colturale integra gli effetti delle caratteristiche che distinguono una coltura da quella di riferimento. A causa delle differenze di albedo, altezza della pianta, resistenza aerodinamica, proprietà degli stomi e delle foglie, la traspirazione da una coltura che ricopre interamente il suolo è diversa dalla coltura di riferimento. Anche le diverse caratteristiche vegetative delle piante durante il ciclo di vita influenzano la risposta evaporativa delle stesse, cosicchè nei diversi periodi dell'anno l'influenza colturale risulta variabile.

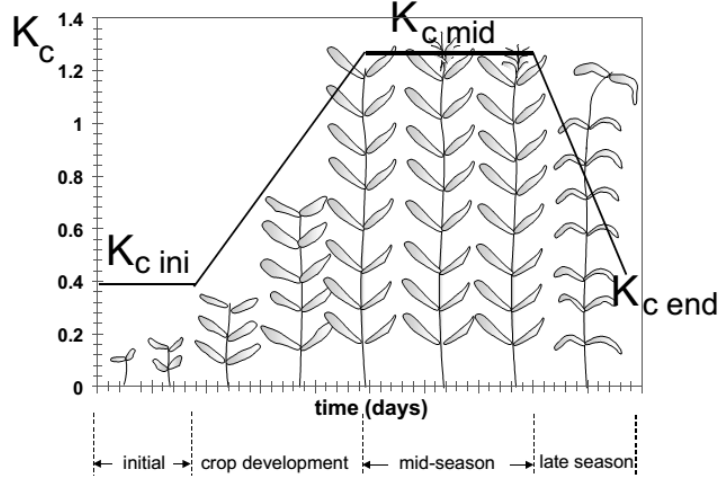


Figura A.2: Curva del coefficiente k_{cb} per una coltura generica [Allen et al., 1998]

In [Allen et al., 1998] sono riportate le tabelle con i valori del coefficiente k_{cb} per molte colture relativi alle varie fasi di crescita e la durata delle stesse, con le quali si giunge alla costruzione della curva di k_{cb} (fig.A.2). Da questa, in relazione al giorno corrente, si determina il coefficiente ad esso corrispondente.

I valori di k_{cbmid} e k_{cbend} devono essere corretti per gli effetti climatici nel caso in cui l'umidità relativa minima giornaliera sia diversa da 45% o la velocità del vento differisca da 2 m/s :

$$k_{cb} = k_{cb(tab)} + [0.04(u_2 - 2) - 0.004(RH_{min} - 45)] \left(\frac{h}{3}\right)^{0.3} \quad (\text{A.66})$$

dove h è l'altezza media della pianta durante la fase di crescita considerata [m].

Componente di evaporazione

Il coefficiente di evaporazione dipende dalla disponibilità dell'acqua nello strato collaborante. Quando la superficie del terreno è secca, k_e tende a zero. Quando la superficie è bagnata, in seguito ad una pioggia o ad irrigazione,

A.2. EVAPOTRASPIRAZIONE

k_e è massimo, non potendo tuttavia superare il valore massimo determinato dall'energia disponibile. Quando la parte superficiale del terreno si asciuga, si riduce la disponibilità d'acqua e l'evaporazione si riduce in proporzione alla quantità d'acqua rimanente nello strato collaborante:

$$k_e = k_r(k_{cmax} - k_{cb}) \leq f_{ew}k_{cmax} \quad (\text{A.67})$$

dove k_r è un coefficiente adimensionale di riduzione dell'evaporazione dipendente dalla profondità nel suolo dell'acqua che evapora, k_{cmax} è il massimo valore di k_c in seguito ad una pioggia o ad irrigazione, f_{ew} rappresenta una frazione del suolo che è esposta e bagnata, determinata da:

$$f_{ew} = \min(1 - f_c, f_w) \quad (\text{A.68})$$

dove f_c è la parte del terreno coperta dalla vegetazione, f_w è la media di frazione bagnata in seguito ad una precipitazione o ad irrigazione.

Il valore massimo di k_c tiene conto dell'energia disponibile e viene determinato come:

$$k_{cmax} = \max \left(\left\{ 1.2 + [0.04(u_2 - 2) - 0.004(RH_{min} - 45)] \left(\frac{h}{3} \right)^{0.3} \right\}, \right. \\ \left. \{k_{cb} + 0.05\} \right) \quad (\text{A.69})$$

Coefficiente di riduzione k_r : Quando la quantità d'acqua nello strato superficiale di terreno diviene limitante, k_r decresce fino a zero, condizione corrispondente ad assenza di acqua mobile nel suolo.

La quantità d'acqua che può essere allontanata per evaporazione dal suolo viene stimata mediante la relazione:

$$TEW = 1000(\theta_{FC} - 0.5\theta_{WP})Z_e \quad (\text{A.70})$$

dove θ_{FC} è il contenuto d'acqua oltre il quale questa non può più essere allontanata per gravità [m^3m^{-3}], θ_{WP} è il contenuto d'acqua al punto di

APPENDICE A. APPROFONDIMENTI TEORICI

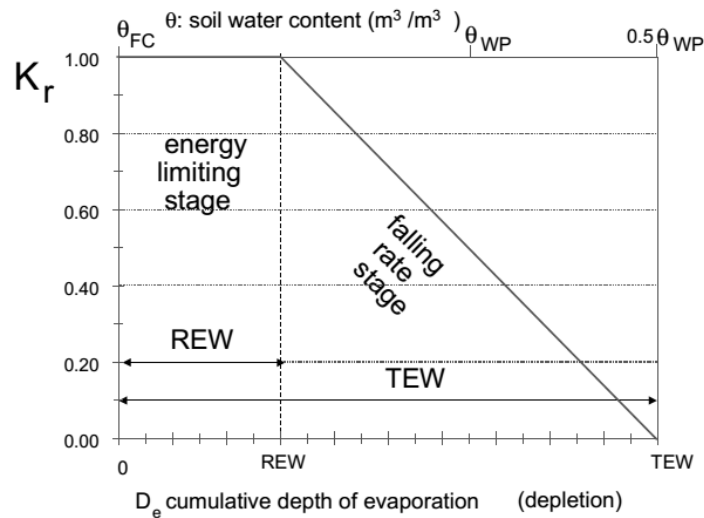


Figura A.3: Diagramma per determinazione del coefficiente k_r [Allen et al., 1998]

appassimento delle piante [$m^3 m^{-3}$], Z_e rappresenta la profondità dello strato di suolo soggetto ai processi evaporativi [0.10 – 0.15 m].

Il coefficiente di riduzione dell'evaporazione viene definito come è dimostrato in fig. A.3.

Evapotraspirazione alle condizioni particolari

Nel caso in cui le condizioni siano diverse da quelle standard (es. stress idrico, vegetazione sparsa, salinità del suolo, presenza delle aree coperte di ghiaccio e/o manto nevoso), l'evapotraspirazione reale può differire notevolmente dai valori ottenuti con il metodo di FAO. In questi casi il coefficiente k_c deve essere corretto sulla base delle condizioni particolari.

Traspirazione in condizioni dello stress idrico

Quando il contenuto d'acqua nel suolo diminuisce per l'effetto dell'evapotraspirazione, l'energia potenziale dell'acqua nel suolo decresce corrispondentemente e, al di sotto di un valore di soglia, la coltura entra in condizioni di stress idrico. In tali condizioni diminuisce il flusso d'acqua legato alla

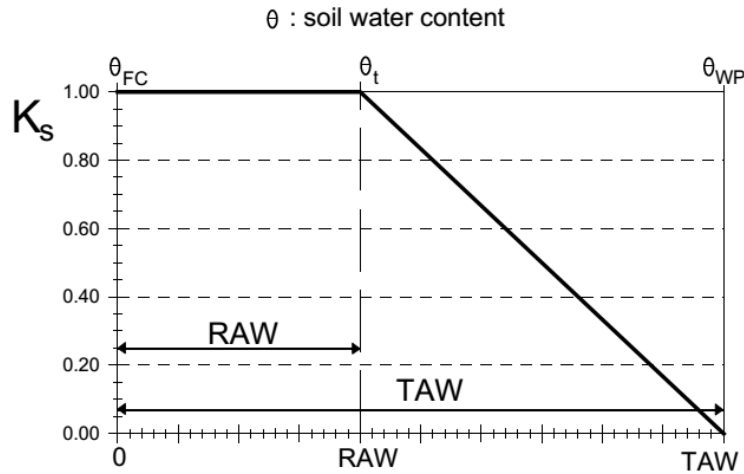


Figura A.4: Diagramma per determinazione del coefficiente k_s [Allen et al., 1998]

traspirazione delle piante, le quali riducono progressivamente la loro attività fotosintetica. L'estrazione dell'acqua dalle radici si arresta del tutto quando viene raggiunto il punto di appassimento.

La quantità d'acqua, effettivamente disponibile ad una coltura (TAW) è definita:

$$TAW = 1000 (\theta_{FC} - \theta_{WP}) Z_r \quad (A.71)$$

dove Z_r è la profondità del sistema delle radici [m].

Gli effetti della scarsità d'acqua per una coltura vengono descritti mediante una riduzione del valore del coefficiente colturale considerando una costante moltiplicativa di stress k_s . Quando la disponibilità d'acqua per una coltura non è limitata, $k_s = 1$. Alle condizioni dello stress idrico il coefficiente k_s può essere definito in modo analogo con il coefficiente k_r (fig. A.4) e l'evapotraspirazione viene calcolata come

$$ET_c = (k_s k_{cb} + k_e) ET_0 \quad (A.72)$$

Traspirazione della vegetazione ridotta e sparsa

I coefficienti k_{cbmid} riportati in [Allen et al., 1998] riflettono la situazione quando la vegetazione in fase di maturità copre completamente il suolo. Nelle zone dove la vegetazione è ridotta in seguito ad una malattia o alla limitazione delle risorse idriche, bisogna tener conto della riduzione della traspirazione. Il coefficiente k_{cbmid} viene ridotto in modo seguente:

$$k_{cbadj} = k_{cbmid} - A_{cm} \quad (\text{A.73})$$

dove A_{cm} è il coefficiente di correzione che può essere stimato a partire dalla frazione del terreno coperta dalla vegetazione:

$$A_{cm} = 1 - \left[\frac{f_c}{f_{cdence}} \right]^{0.5} \quad (\text{A.74})$$

dove f_{cdence} è la frazione del terreno coperta dallo stesso tipo di vegetazione alle condizioni tipiche.

La riduzione del coefficiente k_{cbmid} non viene applicata, però, alle condizioni di bagnatura frequente quando la componente evaporativa compensa la traspirazione ridotta.

Evaporazione da una superficie coperta di neve o ghiacciata

Il valore ET_c dalla superficie coperta dalla neve o da un ghiacciaio è completamente definito dalla componente evaporativa. Non ci sono stati molti studi dell'evaporazione nelle zone alpine di alta quota a causa delle difficoltà di misurazione dei parametri meteorologici necessari. In [Kojima, 1979] è stata proposta una relazione semi-empirica per stimare l'evaporazione giornaliera [$mm d^{-1}$] dalla superficie del manto nevoso assumendo che la temperatura della superficie della neve sia uguale alla temperatura media giornaliera:

$$E_{snow} = 0.24 u_1 (e_{sa} - e_a) \quad (\text{A.75})$$

dove e_{sa} è la pressione di vapore alla saturazione [hPa], u_1 e e_a sono rispettivamente la velocità del vento [ms^{-1}] e la pressione di vapore attuale [hPa]

A.2. EVAPOTRASPIRAZIONE

all'altezza di 1 m dalla superficie della neve. La pressione di vapore alla saturazione e_{sa} può essere definita nel seguente modo:

$$\begin{cases} e_{sa} = 6.11 \cdot 10^{\frac{7.5 T}{237+T}}, & T \geq 0 \\ e_{sa} = 6.11 \cdot 10^{\frac{9.5 T}{265+T}}, & T < 0 \end{cases} \quad (\text{A.76})$$

dove T è la temperatura d'aria [$^{\circ}C$].

Basandosi sugli studi *in situ*, [Ohno et al., 1992] propone una relazione empirica molto simile a quella di [Kojima, 1979] per stimare l'evaporazione giornaliera [$mm d^{-1}$] dalla superficie di un ghiacciaio nel periodo in cui occorre lo scioglimento:

$$E_{gl} = 0.28 u_1 (e_0 - e_a) \quad (\text{A.77})$$

dove e_0 è la pressione di vapore al punto di fusione [$6.11 hPa$].

Negli studi successivi [Wanchang et al., 1999, 2005] sono state svolte osservazioni su un ghiacciaio ed è stato confermato che i metodi di [Kojima, 1979] e [Ohno et al., 1992] danno una buona stima dell'evaporazione reale.

Ringraziamenti

Alla fine di questo percorso di studi, durante il quale ho avuto la possibilità di approfondire le mie conoscenze in ambiti che da sempre hanno attirato il mio interesse, intendo ringraziare con immenso piacere tutti coloro i quali, in misura diversa, hanno contribuito a questa esperienza.

Vorrei rivolgere i miei sentiti ringraziamenti all'intero corpo docenti e al personale tecnico-amministrativo del Dipartimento ICEA e in particolare, al Prof. M. Marani e al Prof. M. Putti per il massimo sostegno e la disponibilità dimostrati durante il mio percorso di Dottorato.

Ringrazio con affetto le persone che mi sono state vicine in questi tre anni e, soprattutto, negli ultimi mesi, per il supporto e la fiducia dimostrata.

Inoltre vorrei esprimere la mia gratitudine alla fondazione Cassa di Risparmio di Padova e Rovigo (CARIPARO) per il supporto economico dato attraverso il finanziamento della borsa di Dottorato, senza il quale non sarebbe stato possibile realizzare questa esperienza.

Bibliografia

- ABEREGG, I. et al. (2009), Modelling spatial distribution of soil types and characteristics in a high Alpine valley (Val di Sole, Trentino, Italy), *Studi Trent. Sci. Nat.* **85**, 39–50.
- ABRAHAMS, A. D., G. LI, A. J. PARSONS (1996), Rill hydraulics on a semiarid hillslope, southern Arizona, *Earth Surf. Processes Landforms*, **21**, 35–47.
- ALLEN, R. G. et al. (1998), *Crop evapotranspiration: Guidelines for computing crop water requirements*, FAO Irrigation and Drainage Paper No.56, Rome.
- ALTISSIMO, M. (2010), *Contributi all'osservazione di campo ed alla modellazione matematica dei processi idrologici di versante*, tesi di dott., Scienze dell'Ingegneria Civile ed Ambientale.
- ARPA Lombardia, Agenzia Regionale per la Protezione dell'Ambiente della regione Lombardia, http://www.arpalombardia.it/arpa_splash/splash.html.
- ATTORRE, F. et al. (2007), Comparison of interpolation methods for mapping climatic and bioclimatic variables at regional scale, *Int. J. Climatol.* **27** (13), 1825–1843.
- BISWAL, B. (2011), *The geomorphological origin of recession curves*, tesi di dott., Scienze dell'Ingegneria Civile ed Ambientale.
- BISWAL, B., M. MARANI (2010), Geomorphological origin of recession curves, *Geophys. Res. Lett.* **37**, L24403, DOI: 10.1029/2010GL045415.
- BISWAL, B., D. N. KUMAR (2012), Study of dynamic behavior of recession curves, *Hydrol. Process.* in press, DOI: 10.1002/hyp.9604.

BIBLIOGRAFIA

- BISWAL, B., D. N. KUMAR (2013), A general geomorphological recession flow model for river basins, *Water Resour. Res.* **49**, 4900–4906, DOI: 10.1002/wrcr.20379.
- BISWAL, B., M. MARANI (2014), 'Universal' recession curves and their geomorphological interpretation, *Adv. in Water Res.* in press, DOI: <http://dx.doi.org/10.1016/j.advwatres.2014.01.004>.
- BIXIO, A. C. et al. (2000), Physically-based distributed model for coupled surface runoff and subsurface flow simulation at the catchment scale, *Proceedings XIII International Conference on Computational Methods in Water Resources*, a cura di L. R. BENTLEY et al., Balkema, Rotterdam, The Netherlands, pp. 1115–1122.
- BLYTH, K., J. C. RODDA (1973), A stream length study, *Water Resour. Res.* **9** (5), 1454–1461.
- BOTTER, G. (2010), Stochastic recession rates and the probabilistic structure of stream flows, *Water Resour. Res.* **46**, W12527, DOI: 10.1029/2010WR009217.
- BOTTER, G. et al. (2007a), Probabilistic characterization of base flows in river basins: Roles of soil, vegetation, and geomorphology, *Water Resour. Res.* **43**, W06404, DOI: 10.1029/2006WR005397.
- BOTTER, G. et al. (2007b), Signatures of large-scale soil moisture dynamics on streamflow statistics across U.S. climate regimes, *Water Resour. Res.* **43**, W11413, DOI: 10.1029/2007WR006162.
- BOTTER, G. et al. (2009), Nonlinear storage-discharge relations and catchment streamflow regimes, *Water Resour. Res.* **45**, W10427, DOI: 10.1029/2008WR007658.
- BOTTER, G., E. BERTUZZO, A. RINALDO (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.
- BRICIO HERNÁNDEZ, D. (1995), *Lectures on probability and second order random fields*, vol. 30, Series on Advances in Mathematics for Applied Sciences, World Scientific Publishing Co. Pte. Ltd.

- BROOKS, R. H., A. T. COREY (1964), *Hydraulic properties of porous media*, Colorado State University.
- BRUTSAERT, W. (2008), Long-term groundwater storage trends estimated from streamflow records: Climatic perspective, *Water Resour. Res.* **44**, W02409, DOI: 10.1029/2007WR006518.
- BRUTSAERT, W., J. L. NIEBER (1977), Regionalized drought flow hydrographs from a mature glaciated plateau, *Water Resour. Res.* **13** (3), 637–643.
- BRUTSAERT, W., J. P. LOPEZ (1998), Basin-scale geohydrologic drought flow features of riparian aquifers in the southern Great Plains, *Water Resour. Res.* **34** (2), 233–240.
- CAMPORESE, M. et al. (2010), Surface-subsurface modeling with path-based runoff routing, boundary condition-based coupling, and assimilation of multisource observation data, *Water Resour. Res.* **46**, W02512, DOI: 10.1029/2008WR007536.
- CEOLA, S. et al. (2010), Comparative study of ecohydrological streamflow probability distributions, *Water Resour. Res.* **46**, W09502, DOI: 10.1029/2010WRr009102.
- CLARK, M. P. et al. (2009), Consistency between hydrological models and field observations: linking processes at the hillslope scale to hydrological responses at the watershed scale, *Hydrol. Process.* **23**, 311–319, DOI: 10.1002/hyp.7154.
- Corine Land Cover* (2006), European Environment Agency, <http://www.eea.europa.eu/>.
- COSTANTINI, A. C., C. DAZZI, (a cura di) (1999), *World Reference Base for Soil Resources: Edizione italiana*, Firenze: Istituto Sperimentale per lo Studio e la Difesa del Suolo.
- CUSI, A. (2013), *Effetti del cambiamento climatico sulle interazioni idrologiche a scala di bacino idrografico*, tesi di dott., Meccanica Avanzata e Tecnica del Veicolo.
- DAY, D. G. (1983), Drainage density variability and drainage basin outputs, *J. Hydrol.* **22** (1), 3–17.

BIBLIOGRAFIA

- Piano di gestione (2010), Descrizione generale delle caratteristiche del bacino idrografico dell'Adige, *Piano di gestione dei bacini idrografici delle Alpi Orientali: Bacino del fiume Adige*, Distretto Idrografico delle Alpi Orientali, cap. 1, <http://www.alpiorientali.it/new/>.
- DIETRICH, W. E., D. R. MONTGOMERY (1988), Where do channels begin?, *Nature*, **336**, 232–234.
- DIETRICH, W. E., D. R. MONTGOMERY (1989), Source areas, drainage density, and channel initiation, *Water Resour. Res.* **25**, 1907–1918.
- DIETRICH, W. E., D. R. MONTGOMERY (1992), Channel initiation and the problem of landscape scale, *Science*, **255**, 826–830.
- DUNKERLEY, D. (2008), Identifying individual rain events from pluviograph records: a review with analysis of data from an Australian dryland site, *Hydrol. Process.* **22**, 5024–5036, DOI: 10.1002/hyp.7122.
- ECCEL, E., S. SAIBANTI (2005), Inquadramento climatico dell'Altopiano di Lavarone-Vezzena nel contesto generale trentino, *Studi Trent. Sci.Nat., Acta Geol.* **82**, 111–121.
- GOOVAERTS, P. (1997), *Geostatistics for natural resources evaluation*, New York: Oxford University Press.
- GOOVAERTS, P. (2000), Geostatistical approaches for incorporating elevation into the spatial interpolation of rainfall, *J. Hydrol.* **228** (1), 113–129.
- GRAY, D. M. (1961), Interrelationships of watershed characteristics, *J. Geophys. Res.* **66** (4), 1215–1223.
- GREGORY, K. J., D. E. WALLING (1968), The variation of drainage density within a catchment, *Bull. Int. Ass. Sci. Hydrol.* **13** (2), 61–68.
- GUAY, C. et al. (2013), Comparison of two modeling approaches for groundwater-surface water interactions, *Hydrol. Process.* **27**, 2258–2270, DOI: 10.1002/hyp.9323.
- GUPTA, V. K., E. WAYMIRE, C. T. WANG (1980), A representation of an instantaneous unit hydrograph from geomorphology, *Water Resour. Res.* **16** (5), 855–862.
- HALL, F. R. (1968), Base-flow recessions: A review, *Water Resour. Res.* **4** (5), 973–983.

- HARMAN, C. J., M. SIVAPALAN, P. KUMAR (2009), Power law catchment-scale recessions arising from heterogeneous linear small-scale dynamics, *Water Resour. Res.* **45**, W09404, DOI: 10.1029/2008WR007392.
- HORTON, R. E. (1936), Natural stream channel-storage, *Trans. Amer. Geophys. Un.* **17**, 406–415.
- HORTON, R. E. (1937), Natural stream channel-storage, *Trans. Amer. Geophys. Un.* **18**, second part, 440–456.
- HORTON, R. E. (1945), Erosional development of streams and their drainage basins: Hydrophysical approach to quantitative morphology, *Geol. Soc. Am. Bull.* **56**, 275–370.
- HRACHOWITZ, M. et al. (2013), A decade of Predictions in Ungauged Basins (PUB) – a review, *Hydrol. Sci. J.* **58** (6), 1198–1255, DOI: 10.1080/02626667.2013.803183.
- HUYAKORN, P. S., G. F. PINDER (1983), *Computational methods in subsurface flow*, New York: Academic Press.
- HUYAKORN, P. S., S. D. THOMAS, B. M. THOMPSON (1984), Techniques for making finite elements competitive in modeling flow invariably saturated porous media, *Water Resour. Res.* **20** (8), 1099–1115.
- KIRCHNER, J. W. (2009), Catchments as simple dynamical systems: Catchment characterization, rainfall-runoff modeling, and doing hydrology backward, *Water Resour. Res.* **45**, W02429, DOI: 10.1029/2008WR006912.
- KIRKBY, M. J. (1976), Tests of the random network model, and its application to basin hydrology, *Earth Surf. Process.* **1** (3), 197–212.
- KOJIMA, K. (1979), Snowmelt mechanism and heat budget, *Meteorol. Study Notes*, **146**, 1–38.
- KRAKAUER, N. Y., M. TEMIMI (2011), Stream recession curves and storage variability in small watersheds, *Hydrol. Earth Syst. Sci.* **15**, 2377–2389, DOI: 10.5194/hess-15-2377-2011.
- LEE, K. T., C. H. CHANG (2005), Incorporating subsurface-flow mechanism into geomorphology-based IUH modeling, *J. Hydrol.* **311**, 91–105, DOI: 10.1016/j.jhydro1.2005.01.008.
- LEOPOLD, L. B., T. MADDOCK JR. (1953), The hydraulic geometry of stream channels and some physiographic implications, *Geological Survey*

BIBLIOGRAFIA

- Professional Paper 252*, Washington, D.C.: United States Government Printing Office.
- MACKAY, D. S., L. E. BAND (1998), Extraction and representation of nested catchment areas from digital elevation models in lake-dominated topography, *Water Resour. Res.* **34** (4), 897–901.
- MARANI, M., E. ELTAHIR, A. RINALDO (2001), Geomorphic controls on regional base flow, *Water Resour. Res.* **37** (10), 2619–2630.
- MATHERON, G. (1971), *The theory of regionalized variables and its applications*, Les Cahiers du Centre de Morphologie Mathématique de Fontainebleau No.5, École Nationale Supérieure des Mines de Paris.
- MCGUIRE, K. J. et al. (2005), The role of topography on catchment-scale water residence time, *Water Resour. Res.* **41**, W05002, DOI: 10.1029/2004WR003657.
- MCMILLAN, H. K. et al. (2011), Hydrological field data from a modeller’s perspective: Part 1. Diagnostic tests for model structure, *Hydrol. Process.* **25**, 511–522, DOI: 10.1002/hyp.7841.
- MENDOZA, G. F. et al. (2003), Estimating basin-wide hydraulic parameters of a semi-arid mountainous watershed by recession-flow analysis, *J. Hydrol.* **279**, 57–69, DOI: 10.1016/S0022-1694(03)00174-4.
- Meteotrentino*, Provincia Autonoma di Trento, <http://www.meteotrentino.it/>.
- MONTGOMERY, D. R., E. FOUFOULA-GEORGIU (1993), Channel network source representation using digital elevation models, *Water Resour. Res.* **29** (12), 3925–3934.
- MUTZNER, R. et al. (2013), Geomorphic signatures on Brutsaert base flow recession analysis, *Water Resour. Res.* **49**, 5462–5472, DOI: 10.1002/wrcr20417.
- O’CALLAGHAN, J. F., D. M. MARK (1984), The extraction of drainage networks from digital elevation data, *Comput. Vision Graphics Image Process.* **28**, 323–344.
- OHNO, H., T. OHATA, K. HIGUCHI (1992), The influence of humidity on the ablation of continental-type glaciers, *Annals of Glaciology*, **16**, 107–114.

- OLEA, R. A. (1999), *Geostatistics for engineers and earth scientists*, Kluwer Academic Publishers.
- ORLANDINI, S. (2002), On the spatial variation of resistance to flow in upland channel networks, *Water Resour. Res.* **38** (10), 1197, DOI: 10.1029/2001WR001187.
- ORLANDINI, S., R. ROSSO (1996), Diffusion wave modeling of distributed catchment dynamics, *J. Hydrol. Eng.* **1** (3), 103–113.
- ORLANDINI, S., R. ROSSO (1998), Parametrization of stream channel geometry in the distributed modeling of catchment dynamics, *Water Resour. Res.* **34** (8), 1971–1985.
- ORLANDINI, S. et al. (2003), Path-based methods for the determination of nondispersive drainage directions in grid-based digital elevation models, *Water Resour. Res.* **39** (6), 1144, DOI: 10.1029/2002WR001639.
- ORLANDINI, S., G. MORETTI (2009), Determination of surface flow paths from gridded elevation data, *Water Resour. Res.* **45**, W03417, DOI: 10.1029/2008WR007099.
- ORLANDINI, S. et al. (2011), On the prediction of channel heads in a complex alpine terrain using gridded elevation data, *Water Resour. Res.* **47**, W02538, DOI: 10.1029/2010WR009648.
- PALMROTH, S. et al. (2010), Estimation of long-term basin scale evapotranspiration from streamflow time series, *Water Resour. Res.* **46**, W10512, DOI: 10.1029/2009WR008838.
- PANDAY, S., P. S. HUYAKORN (2004), A fully coupled physically-based spatially-distributed model for evaluating surface/subsurface flow, *Adv. Water Resour.* **27**, 361–382, DOI: 10.1016/j.advwatres.2004.02.016.
- PANICONI, C., A. A. ALDAMA, E. F. WOOD (1991), Numerical evaluation of iterative and noniterative methods for the solution of the nonlinear Richards equation, *Water Resour. Res.* **27** (6), 1147–1163.
- PANICONI, C., E. F. WOOD (1993), A detailed model for simulation of catchment scale subsurface hydrologic processes, *Water Resour. Res.* **29** (6), 1601–1620.

BIBLIOGRAFIA

- PANICONI, C., M. PUTTI (1994), A comparison of Picard and Newton iteration in the numerical solution of multidimensional variably saturated flow problems, *Water Resour. Res.* **30** (12), 3357–3374.
- PANICONI, C. et al. (2003a), Hillslope-storage Boussinesq model for subsurface flow and variable source areas along complex hillslopes: 2. Intercomparison with a three-dimensional Richards equation model, *Water Resour. Res.* **39** (11), DOI: 10.1029/2002WR001730.
- PANICONI, C. et al. (2003b), Newtonian nudging for a Richards equation based distributed hydrological model, *Adv. Water Resources*, **26**, 161–178.
- PARLANGE, J. Y. et al. (2001), Sudden drawdown and drainage of a horizontal aquifer, *Water Resour. Res.* **37** (8), 2097–2101.
- PARSONS, A. J., A. D. ABRAHAMS, J. WAINWRIGHT (1994), On determining resistance to interrill overland flow, *Water Resour. Res.* **30** (12), 3515–3521.
- PGUAP (2006), *Piano Generale di Utilizzazione delle Acque Pubbliche*, Provincia Autonoma di Trento, <http://www.gis.provincia.tn.it/PGUAP/>.
- Portale Geocartografico Trentino*, Provincia Autonoma di Trento, <http://www.territorio.provincia.tn.it/>.
- RINALDO, A., A. MARANI, R. RIGON (1991), Geomorphological dispersion, *Water Resour. Res.* **27** (4), 513–525.
- RINALDO, A. et al. (1995), Can one gauge the shape of a basin?, *Water Resour. Res.* **31** (4), 1119–1127.
- RINALDO, A., I. RODRIGUEZ-ITURBE (1996), Geomorphological theory of the hydrological response, *Hydrol. Process.* **10**, 803–829.
- RINALDO, A. et al. (2006), Transport at basin scales: 1. Theoretical framework, *Hydrol. Earth Syst. Sci.* **10** (1), 19–29, DOI: 10.5194/hess-10-19-2006.
- ROBINSON, J. S., M. SIVAPALAN, J. D. SNELL (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), 3089–3101.

- RODRIGUEZ-ITURBE, I., J. B. VALDES (1979), The geomorphologic structure of hydrologic response, *Water Resour. Res.* **15** (6), 1409–1420.
- RUPP, D. E. et al. (2004), Analytical methods for estimating saturated hydraulic conductivity in a tile-drained field, *J. Hydrol.* **289**, 111–127, DOI: 10.1016/j.jhydro1.2003.11.004.
- RUPP, D. E., J. S. SELKER (2006a), Information, artifacts, and noise in $dQ/dt - Q$ recession analysis, *Adv. Water Resour.* **29**, 154–160.
- RUPP, D. E., J. S. SELKER (2006b), On the use of the Boussinesq equation for interpreting recession hydrographs from sloping aquifers, *Water Resour. Res.* **42**, W12421, DOI: 10.1029/2006WR005080.
- RUPP, D. E. et al. (2009), Analytical assessment and parameter estimation of a low-dimensional groundwater model, *J. Hydrol.* **377**, 143–154, DOI: 10.1016/j.jhydro1.2009.08.018.
- SHAW, S. B., S. J. RIHA (2012), Examining individual recession events instead of a data cloud: Using a modified interpretation of $dQ/dt - Q$ streamflow recession in glaciated watersheds to better inform models of low flow, *J. Hydrol.* **434-435**, 46–54, DOI: 10.1016/j.jhydro1.2012.02.034.
- SHERMAN, L. K. (1932), Streamflow from the rainfall by the unit graph method, *Eng. News Record*, **108**, 501–505.
- SIVAPALAN, M. et al. (2003a), Downward approach to hydrological prediction, *Hydrol. Process.* **17**, 2101–2111, DOI: 10.1002/hyp.1425.
- SIVAPALAN, M. et al. (2003b), IAHS decade on predictions in ungauged basins (PUB), 2003–2012: Shaping an exciting future for the hydrological sciences, *Hydrol. Sci. J.* **48** (6), 857–880, DOI: 10.1623/hysj.48.6.857.51421.
- STOELZE, M., K. STAHL, M. WEILER (2013), Are streamflow recession characteristics really characteristic?, *Hydrol. Earth Syst. Sci.* **17**, 817–828, DOI: 10.5194/hess-17-817-2013.
- SULIS, M. et al. (2010), A comparison of two physics-based numerical models for simulating surface water - groundwater interactions, *Adv. Water Resour.* **33**, 456–467, DOI: 10.1016/j.advwatres.2010.01.010.

BIBLIOGRAFIA

- SULIS, M. et al. (2011), Assessment of climate change impacts at the catchment scale with a detailed hydrological model of surface-subsurface interactions and comparison with a land surface model, *Water Resour. Res.* **47**, W01513, DOI: 10.1029/2010WR009167.
- SZILAGYI, J., M. B. PARLANGE (1998a), Baseflow separation based on analytical solutions of the Boussinesq equation, *J. Hydrol.* **204**, 251–260.
- SZILAGYI, J., M. B. PARLANGE, J. D. ALBERTSON (1998b), Recession flow analysis for aquifer parameter determination, *Water Resour. Res.* **34** (7), 1851–1857.
- SZILAGYI, J., M. B. PARLANGE (1999), A geomorphology-based semi-distributed watershed model, *Adv. Water Resour.* **23**, 177–187.
- SZILAGYI, J., Z. GRIBOVSKI, P. KALICZ (2007), Estimation of catchment-scale evapotranspiration from baseflow recession data: Numerical model and practical application results, *J. Hydrol.* **336**, 206–217, DOI: 10.1016/j.jhydrol.2007.01.004.
- TAGUE, C., G. E. GRANT (2004), A geological framework for interpreting the low-flow regimes of Cascade streams, Willamette River Basin, Oregon, *Water Resour. Res.* **40**, W04303, DOI: 10.1029/2003WR002629.
- TALLAKSEN, L. M. (1995), A review of baseflow recession analysis, *J. Hydrol.* **165**, 349–370.
- TARBOTON, D. G. (1997), A new method for the determination of flow directions and contributing areas in grid digital elevation models, *Water Resour. Res.* **33** (2), 309–319.
- TEULING, A. J., I. LEHNER, S. I. KIRCHNER, J. W. SENEVIRATNE (2010), Catchments as simple dynamical systems: Experience from a Swiss pre-alpine catchment, *Water Resour. Res.* **46**, W10502, DOI: 10.1029/2009WR008777.
- THOMPSON, S. E., G. G. KATUL (2012), Multiple mechanisms generate Lorentzian and $1/f^\alpha$ power spectra in daily stream-flow time series, *Adv. Water Resour.* **37**, 94–103, DOI: 10.1016/j.advwatres.2011.10.010.

- TOBIN, C. et al. (2011), Improved interpolation of meteorological forcings for hydrologic applications in a Swiss Alpine region, *J. Hydrol.* **401**, 77–89, DOI: 10.1016/j.jhydrol.2011.02.010.
- TROCH, P. A., F. P. TROCH, W. BRUTSAERT (1993), Effective water table depth to describe initial conditions prior to storm rainfall in humid regions, *Water Resour. Res.* **29** (2), 427–434.
- VAN GENUCHTEN, M. T. (1980), A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils, *Soil Sci. Soc. Am. J.* **44**, 892–898.
- VAN GENUCHTEN, M. T., D. R. NIELSEN (1985), On describing and predicting the hydraulic properties of unsaturated soils, *Ann. Geophys.* **3** (5), 615–628.
- VAN DE GIESEN, N., T. S. STEENHUIS, J. Y. PARLANGE (2005), Short- and long-time behavior of aquifer drainage after slow and sudden recharge according to the linearized Laplace equation, *Adv. Water Resour.* **28**, 1122–1132, DOI: 10.1016/j.advwatres.2004.12.002.
- VAN DER TAK, L. D., R. L. BRAS (1990), Incorporating hillslope effects into the geomorphologic instantaneous unit hydrograph, *Water Resour. Res.* **26** (10), 2393–2400.
- VOGEL, R. M., C. N. KROLL (1992), Regional geohydrologic-geomorphic relationships for the estimation of low-flow statistics, *Water Resour. Res.* **28** (9), 2451–2458.
- WANCHANG, Z. et al. (1999), Observation and estimation of daily actual evapotranspiration and evaporation on a glacierized watershed at the headwater of the Urumqi River, Tianshan, China, *Hydrol. Process.* **13**, 1589–1601.
- WANCHANG, Z. et al. (2005), An approach to estimating evapotranspiration in the Urumqi River basin, Tianshan, China, by means of remote sensing and a geographical information system technique, *Hydrol. Process.* **19**, 1839–1854, DOI: 10.1002/hyp.5639.
- WANG, D., X. CAI (2010), Recession slope curve analysis under human interferences, *Adv. Water Res.* **33**, 1053–1061, DOI: 10.1016/j.advwatres.2010.06.010.

BIBLIOGRAFIA

- WITTENBERG, H. (2003), Effects of season and man-made changes on baseflow and flow recession: case studies, *Hydrol. Process.* **17**, 2113–2123, DOI: 10.1002/hyp.1324.
- WITTENBERG, H., M. SIVAPALAN (1999), Watershed groundwater balance estimation using streamflow recession analysis and baseflow separation, *J. Hydrol.* **219**, 20–33, DOI: 10.1016/S0022-1694(99)00040-2.
- ZECHARIAS, Y. B., W. BRUTSAERT (1988a), Recession characteristics of groundwater outflow and base flow from mountainous watersheds, *Water Resour. Res.* **24**(10), 1651–1658.
- ZECHARIAS, Y. B., W. BRUTSAERT (1988b), The influence of basin morphology on groundwater outflow, *Water Resour. Res.* **24**(10), 1645–1650.